Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

56

1935

Do
1[illegible]28

D.O 1588 (N)

58 Taf.

4°

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T 15008

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1935

Band 56

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Schriftleitung: Bergrat Meisner

Heft 1

Wissenschaftlicher (Nichtamtlicher) Teil

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

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1936

7

NATUURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEEK
DANZIG

1938.30

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15088

Inhalt

	Seite
Berg, G.: Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz	1— 25
Paalzow, Richard: Die Foraminiferen im Zechstein des östlichen Thüringen	26— 45
Heck, Herbert-Lothar: Paläozoische, triassische und tertiäre Ablagerungen im südwestlichen Schleswig	46— 71
Michael, P.: Die Erfurt-Tonndorfer Störungszone	72— 85
Naumann, Ernst: Über einige Ablagerungen der Unstrut in der Gegend von Freyburg a. U.	86 – 92
Kolb, Wilhelm: Tektonische Untersuchungen im Gebiet des Lähner Grabens	93—124
Hahne, Carl: Zur Tektonik des Aachener Grenzgebietes	125—136
Dienemann, Wilhelm: Geologische Beratungen im Dienst des modernen Straßenbaues	137—167
Köhler, R.: Über einige moderne bodenphysikalische Untersuchungen für Baugrundfragen	168—191
Sonne, Erich: Geologische und militärgeologische Karten	192—195
Beschoren, B.: Über das Alluvium im Leinetal bei Neustadt a. Rbg. und im Allertal bei Celle	196—204
Zimmermann, F.: Das Alter der Gneiskonglomerate des „Fürstensteiner Kulms“	205—207
Gothan, W. und Zimmermann, F.: Ergänzende Bemerkungen zu *Eleutherophyllum mirabile* Stur.	208—210
Gothan, W. und Zimmermann, F.: Neue Beobachtungen an *Palmatopteris subgeniculata* Stur. sp.	211—215
Hammer, W.: Über einen *Lepidostrobus lepidophyllaceus*	216—218
Franke, Fritz: *Equisetites asperrimus*, ein neuer Equisetit aus dem Keuper Mitteldeutschlands	219—221
Grupe, O.: Zur Geologie der Asphaltlagerstätten des Weißen Jura bei Eschershausen am Hils unter besonderer Berücksichtigung der Frage ihrer Entstehung	222—247
Milthers, V.: Eine Geschiebegrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehung zu den Vereisungen	248—263
Dahmer, Georg: Oberste Koblenzschichten bei Miellen a. d. Lahn	264—265
Zeuner, Friedrich: Das erste Protoperlar aus europäischem Perm und die Abstammung der Embien	266—273
Woldstedt, Paul: Über die Geschichte des Küstriner Beckens und der Eberswalder Pforte	274—291
Schmidt, W. Erich: Die Schichtenfolge des Devons bei Soetenich in der Eifel	292—323
Asselberghs, E., Henke, W., Schriel, W. und Wunstorf, W.: Über eine gemeinsame Exkursion durch die Siegener Schichten des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen	324—370

Seite

Selle, Willi: Die nacheiszeitliche Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide . . . . . 371—421

Schwarzbach, Martin: Die Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens . . . . 422—443

Gaertner, Hans-Rudolf von: Über Magnetitquarzite im Tremadoc des Schwarzburger Sattels und des Vogtlandes . . . . . 444—459

Mückenhausen, Eduard: Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes und besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen . . . . . 460—516

Fischer, Georg und Udluft, Hans: Einheitliche Benennung der Sedimentgesteine 517—538

Börner, Rudolf: Der Muschelkalk im oberen Kinzigtal . . . . . 539—589

Haller, Wolfgang: Einige biostratigraphische Untersuchungen in der Rohrer Mulde unter besonderer Berücksichtigung der Keriophyllen . . . . . 590—632

Dahmer, Georg: Die Fauna der Siegener Schichten von Unkel (Bl. Königswinter) . . . . . 633—671

Haack, W.: Das Salzgebirge von Stade in Nordhannover ein Rotliegend-Zechstein-Salzstock . . . . . 672—711

Fischer, Georg: Der Bau des Glatzer Schneegebirges . . . . . 712—732

Fischer, Georg: Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayrischen Wald und Mähren . . . . . 733—741

1. Sach-Register . . . . . 742—747
2. Orts-Register . . . . . 748—752
3. Fossil-Register . . . . . 753—754

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz

Von Prof. Dr. G. Berg

Hierzu Tafel 1 und 2.

Übersichtsaufnahmen im Maßstab 1:200 000 für die Geologische Landesanstalt haben den Verfasser im Laufe der letzten Jahre veranlaßt, sich eingehender mit den geologischen Problemen des nordwestlichen Niederschlesiens zu befassen.

Das untersuchte Gebiet umfaßt das Bl. Liegnitz der Karte 1:200 000 und liegt ungefähr zwischen den vier Eckpunkten: Truppenübungsplatz Neuhammer — Alt-Raudten — Goldentraum bei Greiffenberg — Groß-Rosen zwischen Jauer und Striegau. Vom südlichen Gebirgsanteil dieses Gebietes sind bereits geologische Spezialkarten teils veröffentlicht: Bl. Gröditzberg, Goldberg, Lähn, Schönau, ferner Kunitz und Wahlstatt, teils aufgenommen Bl. Naumburg, Löwenberg, Greiffenberg, Liebenthal, Kolbnitz z. T. Jauer, und eine umfängliche Literatur besteht besonders über die jungpaläozoisch-mesozoischen Schichten der nordsudetischen Perm- bis Kreidemulde. Das Diluvium ist in dieser Gegend noch nicht zusammenfassend bearbeitet, auch in der Kenntnis des Tertiärs bestanden bisher noch sehr wesentliche Lücken.

In großen Zügen ist der geologische Aufbau der Gegend folgender: Im äußersten Südwesten bei Greiffenberg findet sich ein kleines Gneisgebiet mit einer Glimmerschiefereinlagerung. Bei Groß-Wandris tritt am Ostrand des Blattes abermals Gneis zutage. Nordöstlich folgt das Bober-Katzbach-Gebirge, dessen tieferer Untergrund aus altpaläozoischen, phyllitischen Tonschiefern besteht, in welche die große Nordsudetische Gesamtmulde, geteilt in mehrere Einzelmulden, eingesenkt ist. Die Sedimente dieser Mulde bestehen zu unterst aus Rotliegendem, Zechstein, Buntsandstein und teilweise auch Muschelkalk. Darüber legt sich mit einer deutlich feststellbaren, aber nicht sehr auffälligen Diskordanz die Kreide. Nach Norden zu wird das Ganze mehr und mehr von mächtigen Diluvialsedimenten bedeckt, aus denen nur noch vereinzelt bald Altpaläozoikum, bald Rotliegend bis Muschelkalk vor allem aber vielfach Obere Kreide hervorragt.

Zwischen das Diluvium und die älteren Schichten ist das Tertiär eingeschaltet: im SW in einzelnen Becken (Unter- und Obermiozän) jenseits einer Linie, die in genauer Verlängerung der sudetischen Randspalte liegt, in allgemeiner Verbreitung und zwar, soweit wir wissen, fast immer als Obermiozän bis Pliozän. Nur bei Haynau und Bremberg sind deckenförmige Basaltergüsse von wahrscheinlich prämiozänem Alter im Jungtertiär vorhanden. Gang- und stockförmige Basaltdurchbrüche finden sich überall in der südwestlichen Hälfte des Gebietes. Pliozän bedeckt mehrfach als Erosionsrest von meist nur geringer Ausdehnung das Miozän.

Das Diluvium gliedert sich, abgesehen vom Löß, der südlich von einer das Gebiet durchziehenden Ostwestlinie alle Diluvialbildungen und alle Aus-

striche älterer Schichten in dünner Decke überzieht, in vier voneinander wohlgetrennte Areale:

Alles Diluvium des Gebirges und die höheren Teile des Vorlandgebirges gehören den glazialen Bildungen einer sehr alten Eiszeit an, wahrscheinlich der drittletzten[1]) oder Elster-Vereisung. Nordwärts, ihnen vorgelagert oft tief in die ältesten Eiszeitbildungen eingreifend und mehrfach Inseln davon umschließend, breitet sich ein Terrassensystem aus, das im allgemeinen als Erosionsterrasse entwickelt ist, so daß also am Steilrand gegen die nächst jüngere Terrassenfläche vielfach Tertiär und älteres Gebirge zutage tritt. Dieses Terrassensystem, das meist 20—25 m über den jetzigen Flußauen liegt, ist offenbar mit der Saalevereisung zu parallelisieren. Wo man im Gebiet dieser Terrassenflächen glaziale Bildungen antrifft, sind sie als aus der Tiefe auftauchende Erosionsreste der Elstereiszeit anzusehen. Der Südrand der Saalevereisung scheint in unserem Gebiet weiter nördlich gelegen zu haben als der Südrand des Warthestadiums. Die glazialen Gebilde dieser letzteren Vereisung erstrecken sich in zwei deutlichen einander überlagernden Endmoränenbögen im Nordostteil des Gebietes bei Kotzenau und Raudten südwärts. Im Nordwesten ist die vierte der Diluvialbildungen verbreitet; Der Talsand der Niederschlesischen Heide, mit deutlich erhaltenen Binnenland-Dünen reichlich besetzt. Er setzt sich ohne scharfe Grenze in die Sander der Warthe-Endmoränen fort, die ebenfalls bisweilen Dünen tragen. Er zieht sich als scharf geschnittene Terrasse in 8—15 m Höhe weit in die Täler des Queis und Bober hinauf. Er ist im Katzbachgebiet nordwestlich und nordöstlich von Liegnitz weit verbreitet. Diese 10 m Terrasse ist von der oben erwähnten Oberen Terrasse dadurch leicht zu unterscheiden, daß sie eine Akkumulationsterrasse ist, d. h., daß die Täler schon tiefer als die heutigen Flußauen eingetieft waren, als die Aufschüttung der Terrassenschotter begann. Die Steilränder der Mittelterrasse lassen daher keinen „Sockel" des älteren Untergrundes gewahren. Die alluvialen Talauen stellen im allgemeinen ziemlich schmale, vom Erosionsrand der Diluvialterrassen scharf begrenzte Rinnen dar. Beckenförmig erweitert sind sie im Quellgebiet der Sprotte (bei Kotzenau) und des Schwarzwassers (nordwestlich von Liegnitz), weil die rückschreitende jüngste Etappe der Erosion hier noch nicht tief und scharf genug in die Grundmoräne bei Kotzenau oder in die Talsandfläche bei Modlau eingegriffen hat. Nördlich von Löwenberg sind die weichen Turonschichten und südlich Liegnitz die lockeren Talsande über den zähen Tertiärtonen in weiten Becken ausgeräumt.

Das Grundgebirge

Der gefaltete Untergrund der jüngeren Schichten besteht aus den phyllitischen Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges, abgesehen von dem Gneisgebiet im Süden der Innersudetischen Hauptverwerfung und abgesehen vom Groß-Wandriser Gneis. Unsere Kenntnis der Lagerung und des Alters der Bober-Katzbach-Schichten war noch vor kurzer Zeit recht dürftig. Einige wenige Fundpunkte von Graptolithen in schwarzen Alaun- und Kieselschiefern bildeten den einzigen Anhalt für die Möglichkeit einer Altersbestimmung. Die Lagerungsformen, die auch heute bei weitem noch nicht geklärt sind,

1) Der viertletzten, wenn man das Warthestadium als besondere Eiszeit rechnet.

sind außerordentlich verwickelt, so daß eine Bestimmung, welche Schichten die älteren und welche die jüngeren sind, mit Hilfe der Lagerungsformen nur in seltenen Fällen gelang. Einen wesentlichen Fortschritt bildete die bei der Spezialkartierung geglückte Feststellung einiger weiterer Graptolithenfundpunkte (1) und namentlich die Auffindung von Trilobitenresten in den Schiefern, die den Kalk von Ludwigsdorf begleiten. Diese Trilobiten wurden als unterkambrisch erkannt (Richter [2], Schwarzbach [3]). Wir dürfen wohl alle langgestreckten Kalkzüge des Bober-Katzbach-Gebirges als Unterkambrium ansprechen. Dann sind die Grünschiefer, die sich stellenweise zwischen diese Kalke und die großen Schieferkomplexe, in denen man Graptolithen führende Schiefer kennt, einschieben, als Mittel- bis Oberkambrisch aufzufassen. Die graptolithenfreien Phyllitpartien darf man dann als Untersilur ansehen und die Schiefer, denen reichlich Kieselschiefer mit gelegentlichen Graptolithen eingeschaltet sind, als Obersilur. Es gibt aber auch große Schieferkomplexe, die mehr oder weniger deutlich durch einen Kranz von Kalk- und Grünschiefervorkommen umgeben sind, und die sich teilweise auch petrographisch von den silurischen Schiefern unterscheiden (besonders die Altenberger Schiefer). Diese werden wir mit Dahlgrün sowie Bederke (4) als Präkambrium bzw. Algonkium ansehen dürfen.

Petrographisch walten in allen Horizonten Phyllite und phyllitische Tonschiefer stark vor, es sind jedoch die algonkischen Phyllite besonders in den Gegenden von Altenberg bei Kauffung wesentlich höher metamorph, gegen NW wird der Grad der Metamorphose allen Gesteinen geringer, so daß man nicht erwarten kann, daß sich hier die von Kalk- und Grünschiefer umrahmten Partien algonkischen Alters wesentlich von den silurischen Schichten unterscheiden. Bezeichnend für das Algonkium sind Kieselschiefer und Graphitquarziteinlagerungen (die Gesteine von Berthelsdorf bei Lauban und westlich vom Talkenstein möchte ich hierhin rechnen, ebenso die Gesteine des Bergbaubezirkes von Oberkolbnitz und Georgenberg), die sich aber von obersilurischen Kieselschiefern im Handstück meist nicht deutlich unterscheiden. Für das Untersilur bezeichnend sind Einlagerungen von Quarziten z. B. nördlich von Lauban, dann gewisse sehr bezeichnende quarzitische Tonschiefer, die aus dünnlagigem Wechsel von einigen Millimetern feinsandigem Siltschiefer und graugrünem Tonschiefer bestehen, sowie die von E. Zimmermann (1) als Kuttenbergquarzite bezeichneten groben teilweise fast konglomeratischen Grauwackengesteine. Zum Obersilur gehören mächtige Folgen feiner selten etwas sandiger Tonschiefer mit Alaunschiefern und Kieselschiefern, die leider nur an vereinzelten Stellen durch Graptolithenführung ihre genaue Altersstellung verraten. Bezeichnend sind für das oberste Silur deckenartige Intrusionen von Diabas (besonders z. B. in der Umgebung von Goldberg), die sich durch ihre mangelnde Schieferung von der normalen Ausbildung der Grünschiefergesteine deutlich unterscheiden, den ungeschiefert gebliebenen Diabasresten in dieser oberkambrischen basischen Ergußgesteinsserie aber natürlich sehr weitgehend gleichen. Kissenlava („pillow-structure") scheint der jüngeren Diabasserie allerdings zu fehlen. Begleiter sind schwach geschieferte Grauwacken.

Nach NW hin werden die Kalke sowohl als die Grünschiefer immer spärlicher und geringmächtiger. Da sie jedoch immer wieder in Form kleinerer Einlagerungen auftreten, dürfen wir nicht annehmen, daß das Kambrium hier infolge eines Hiatus fehlt oder durch die tektonischen Verhältnisse nur

ganz vereinzelt zum Ausstrich kommt, sondern wir müssen annehmen, daß es sich um einen Fazieswechsel handelt und daß hier im NW auch große Teile des Kambriums als Tonschiefer entwickelt sind. Nördlich von Langenöls und zwischen Holzkirch und Schönberg sind mächtige Schichtenkomplexe von graubraunen Tonschiefern und mehr oder weniger sandigen Grauwackenschiefern verbreitet, die den auf S. 3 erwähnten Trilobiten führenden Schiefern von Ludwigsdorf ähnlich sehen und vielleicht als fazielle Vertreter der mächtigen Kalke und Grünschiefer anzusprechen, vielleicht aber auch den die Diabase begleitenden geschieferten Grauwacken gleichzustellen sind. Es würde sich also im ersten Falle diese Sedimentserie zwischen Kalke und Grünschiefer einschieben und letztere fast vollständig, erstere teilweise verdrängen. Die Grauwackenschiefer sehen aber andererseits wieder den Kulmschiefern im Hangenden des Lyditkonglomerates nordwestlich von Görlitz (vgl. die Arbeiten von Pietzsch [5]) sehr ähnlich und sind im kontaktmetamorphen Zustand bei Schönberg Thielitz usw. von den als Kulm geltenden Hornfelsen der „Nordsächsischen Grauwackenformation" nicht zu unterscheiden. Die Trennung zwischen Kulmtonschiefern und den Ton- und Grauwackenschiefern der Gegend nördlich von Langenöls und westlich von Holzkirch ist noch nicht gelungen.

Jenseits der sudetischen Randverwerfung werden die Aufschlüsse noch viel spärlicher, da hier im Norden das Tertiär eine sehr große Mächtigkeit und Verbreitung annimmt. Nur im Südosten tauchen die alten Gesteine der vorsudetischen Scholle, die im Zobten gipfelt, heraus. Dieses Gebiet ist schon weitgehend durch Tietze (8) und v. zur Mühlen (9) kartiert und in der Literatur vielfach beschrieben. An den Sattelkern (oder Horst) des Groß-Wandriser Gneises legt sich im Westen und Süden der Tonschiefer von Wahlstatt und Lobris, letzterer mit Graptolithenvorkommen also mindestens z. T. obersilurisch. Er bildet den Mantel der Striegauer Granitintrusion, die sich als schmaler Streifen längs der Randverwerfung nordwärts erstreckt und von B. Kühn bei Kartierung des nordöstlichen Anteils von Bl. Kolbnitz in zwei kleinen Aufschlüssen bei Moisdorf und sogar bei Hermannsdorf noch einmal nachgewiesen werden konnte. An letzterer Stelle konnte ich auch einen kontaktmetamorphen Knotenschiefer finden, der uns zeigt, daß die flachen Vorberge nordwestlich von den Buschhäusern schon jenseits der Sudetischen Randspalte liegen.

Weiterhin läßt sich im Nordwesten bei Haynau ein Auftauchen des prätertiären Untergrundes feststellen. In Bohrungen sind hier bei 30—60 m, also in einer gar nicht sehr großen Tiefe Magerton und Kaolin festgestellt, die sich als prätertiäre Landoberfläche eines Schiefergebirges darstellen, dessen genauere petrographische Natur leider nicht feststellbar ist. Es könnte sich um kaolinisierten Orthogneis, um Grauwacke oder um sandigen Schieferton handeln. In ursächlichem Zusammenhang steht es offenbar damit, daß bei Haynau Basalte mit senkrechter Säulenstellung, also offenbar in deckenförmiger Lagerung, d. h. tiefere Tertiärschichten bis an die Oberfläche ragen. In Bohrungen sind auch Basalttuffe angetroffen worden, also handelt es sich offensichtlich um ein Wiederauftauchen des basaltischen Deckensystems, das bei Bremberg nordwärts untertaucht.

Daß bei Liebichau und dem oberen Teil von Thomaswaldau östlich von dem dortigen Rotliegenden (also in dessen Liegendem) unter dem Diluvium mehrfach Phyllit erbohrt ist, sei nebenbei bemerkt.

Dyas und Trias

Es kann nicht der Zweck dieser Zeilen sein, Perm und Trias der nordsudetischen Mulde, die im Südteil des Blattes Liegnitz 1:200 000 eine weite Verbreitung gewinnen, im einzelnen zu besprechen. Dieses Gebiet liegt bereits fast restlos in Spezialkartierung 1:25 000 vor, ist von H. Scupin (10) monographisch behandelt, und eine umfängliche Literatur erfaßt die verschiedensten Probleme, die dieses Gebiet betreffen.

Im Norden, wo die nordsudetische Mulde unter das Tertiär und Diluvium untertaucht, ist in unserem Gebiet nur der NO-Flügel der Mulde gelegen, der SW-Flügel ist an der Blattgrenze bei Naumburg noch flächenhaft verbreitet und schon von B. Kühn kartiert. Bl. Naumburg mit Erläuterungen ist bereits im Druck und wird demnächst erscheinen. Jm Westteil dieses Blattes tritt das Perm nur noch in allerdings recht zahlreichen Inseln auf und zwar spielen hier die Lebacher Schichten eine erhebliche Rolle. Es gelang den schon bei Beyrich (6) angegebenen Kalk bei Schles. Haugsdorf wieder zu finden und weiter südlich bei Mauereck einen ganz kleinen Aufschluß in typischen Lebacher Schichten, sogar mit Einlagerung von Porphyrtuff festzustellen. Der Obere Zechstein im nördlichen Teil von Haugsdorf ist schon vielfach beschrieben worden, südlich von diesem Fundpunkt konnte Unterer Zechstein nachgewiesen werden. Das Wiederauftauchen einer Zechsteininsel bei Sohra und an den Serkauer Teichen, das durch die Literatur (7, S. 271) bekannt ist, liegt noch weiter im Westen auf Bl. Görlitz 1:200 000 und ist noch nicht wieder genauer untersucht worden.

Auf dem Nordostflügel der Mulde greift nach Scupin (10) das Oberrotliegende auf das Grundgebirge über. Das hat sich vollauf bestätigt. Die Rotliegendschichten, die sowohl bei Thomaswaldau als weiter nördlich bei Schwiebendorf nachgewiesen sind, zeigen die grellrote Farbe des Oberrotliegenden.

Zechstein ist auf dem ganzen Nordostflügel vom Gröditzberg nordwestwärts nicht mehr bekannt. Es ist allerdings auch kein Grund anzunehmen, daß er durch Transgression des Buntsandsteins ausgefallen sei, sondern er kommt offenbar, unter Tertiär und Diluvium versteckt, nirgends zum Ausstrich. Es hat daher eine gewisse Berechtigung, wenn H. Scupin (11) auf seiner Kartenskizze, die die Lagerungsverhältnisse darstellt, wie sie nach seiner Meinung unter dem Diluvium verlaufen müssen, den Zechstein bis 9 km westlich Klitschdorf und das Rotliegende noch ein Stück weiter angibt. Es handelt sich allerdings dabei um Extrapolation des geringmächtigen Zechsteins auf 39 km, des Rotliegenden auf 27 km streichende Länge.

Von der Trias kennt man im Norden nur das Stück des Profils vom Mittleren Buntsandstein bis zum Unteren Muschelkalk.

Es tritt dieses Profil, das vielfach in der Literatur beschrieben ist, inselartig an den Hängen des Queistales bei Klitschdorf und Wehrau als Sockel unter der dort durch die Erosion zerschnittenen diluvialen 20 m-Terrasse hervor. Der Muschelkalk ist beiderseits des Queis in zwei großen jetzt längst aufgelassenen Kalksteinbrüchen erschlossen und zwar in steiler Lagerung, da er hier an einer großen Verwerfung gegen Obere Kreide grenzt. In seinem Liegenden hat der Anschnitt des Weges im Queistal westlich des Flusses das Röt in sehr deutlicher Entwicklung blosgelegt und weiter nördlich

findet man, schon nahe der Oberförsterei, kaolinreichen Plattensandstein, den man dem Mittleren Buntsandstein zuweisen muß, und der hier bereits wieder, abseits der Verwerfung, flach gelagert ist. Das alles ist schon in der Literatur durch Roth (7), Noetling (12), Scupin (13) und Gürich (14) genau beschrieben ebenso das Wiederauftauchen des Muschelkalkes in einem flachen Höhenrücken, in den ein tiefer Steinbruch eingesenkt ist, ungefähr 1 km weiter nordwestlich bei der Andreashütte. Die Kartierung 1:200 000 hat weitere sichere Aufschlüsse im Muschelkalk und Röth nicht erbracht, doch sei auf eine eigentümliche feuchte, flache Einsenkung hingewiesen, die genau in der Verlängerung des Muschelkalkstreifens beim sogenannten Rabenseufzel, 2 km nordwestlich vom Steinbruch an der Andreashütte auffällt. Sie macht durchaus den Eindruck, als ob hier unter dem Diluvium eine dolinenartige Auslaugungsstelle des Muschelkalkes liege.

Ob zahlreiche weiße kaolinreiche Sandsteinstücke, die man im Gebiet südlich der Siebenstämmigen Kiefer im Walde findet, auf ein Wiederauftreten des Buntsandsteins zurückzuführen sind, bleibe dahingestellt. Dem Streichen nach wäre dies durchaus möglich, und da wir uns hier gerade am Abhang der 20 m-Terrasse gegen die 10 m-Terrasse (Heidesandfläche) finden, an der immer wieder Tertiär oder älteres Gebirge als Sockel zum Vorschein kommt, so wäre ein solches Wiederauftreten an dieser Stelle auch vom Standpunkt der Diluvialgeologie möglich. Gegen SO treten Muschelkalk und Buntsandstein erst wieder auf dem Hügelzug zwischen Nieschwitz und Ober-Thomaswaldau auf, und erlangen nahe südlich davon dann die flächenhafte Ausbreitung, die in allen Beschreibungen der nordsudetischen Mulde erörtert wird.

Kreide

Außerordentlich viel häufiger als die älteren Formationen tritt im Gebiet der nordwärts untertauchenden nordsudetischen Mulde die Kreide inselförmig im Diluvium hervor, aber naturgemäß immer nur in der Form der massigen Quadersandsteine. Die Pläner, Mergelsandsteine, Mergel und Tone, die zwischen den Quadern liegen, sind immer stark erodiert und daher immer unter dem Diluvium verborgen. Wenn man nicht hier und da in Tonschächten die wertvollen Tone des Senons unter den Schottern und Sanden aufgesucht hätte, würde man immer nur Quaderinseln im Diluvialgebiet feststellen können. Die Quader aber sind sich petrographisch sehr ähnlich, und die Variationsbreiten ihrer Korngrößen und ihres Kornmateriales überdecken sich weitgehend. Außerdem sind sie außerordentlich fossilarm und nur hier und da hat man das Glück das stratigraphische Alter des Quaders einer solchen Insel durch Leitfossilien sicherstellen zu können.

Bis zu einer Linie, die etwa von Loosnitz im Bogen südlich an Bunzlau vorbei an den Bober verläuft, diesem bis gegen Kroischwitz folgt, und dann über Ottendorf nach Naumburg zieht, sind die Aufschlüsse noch genügend um die einzelnen Schichten zu verfolgen. Nördlich davon hat man nur noch die einzelnen Quaderinseln.

Jenseits dieser Linie liegen im SW-Flügel der Mulde die inselförmigen Kreideaufschlüsse weit außerhalb des hier behandelten Gebietes. Die Stadt Naumburg steht auf Emscherquader und derselbe Horizont ist jenseits des Queis bei Ullersdorf noch einmal in einem großen Steinbruch erschlossen.

Dann liegt dieser markante Horizont unter dem Tertiärbecken von Siegersdorf und Tschirne und unter der „Kieslingswalder Endmoräne" verborgen, und erst 17 km weiter nordwestlich bei Ober- und Nieder-Langenau ist er wieder erschlossen. Wir erwähnen dieses abgelegene Vorkommen nur deswegen, weil hier auf dem Hügel genau nördlich von Hochkirch der Emscherquader eine recht stark hervortretende Bergkuppe bildet, die auf ihrer Nord- und ihrer Südflanke je einen großen Steinbruch trägt. In dem nördlichen Steinbruch, also im Hangenden Teil ist der Emscherquader lagenweise recht grobkörnig, fast konglomeratisch (Korndurchmesser 2—4 mm). Für die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse bei Klitschdorf ist diese Beobachtung von Wichtigkeit.

Es muß hier ferner auf einen Quader hingewiesen werden, der in seiner stratigraphischen Bedeutung in der Literatur noch wenig gewürdigt ist, aber offenbar einen ganz bestimmten Horizont darstellt, der sich etwa 100 m im Hangenden des Emscher (auf der Karte 3—4 km nördlich vom Zuge des Emscherquaders) immer wieder nachweisen läßt. Es ist ein sehr mächtiger, aber sehr mürber, ziemlich grober Quadersandstein, dessen einzelne Aufschlüsse in der Literatur meist als Überquader bezeichnet sind, wobei aber alle möglichen Senonquader mit diesem Namen belegt werden, teilweise auch das, was wir jetzt als Emscher bezeichnen, obwohl für diesen letzteren Horizont die Bezeichnung Oberquader häufiger ist. Wir können also die vier hervortretendsten Quaderbänke in den vier Hauptstufen der Oberen Kreide (nicht diese Stufen selbst) bezeichnen als Unterquader = Cenomanquader, Mittelquader = Turonquader, der hier nur stellenweise entwickelt ist, aber in der Mittelsudetischen Mulde eine große Rolle spielt, Oberquader = Emscherquader, Überquader = Senonquader. Dieser Überquader im engeren Sinne nun ist besonders gut aufgeschlossen in einem großen Steinbruch bei Ottendorf in der äußersten Nordostecke des Blattes Naumburg. Dem gleichen Quader kann vielleicht auch der Steinbruch im Orte Waldau nahe der Bahn Kohlfurt—Lauban zugeschrieben werden, den man bisher meist für Emscher hielt auf Grund der Faunenliste von Williger (15, S. 92), wie es auch Scupin (16, S. 52) tut. Der Bruch liegt jedoch weit nördlich von der Verbindungslinie der beiden nächsten Emscherfundpunkte bei Naumburg im O und bei Langenau im W.

Weiterhin treten Sandsteine hügelbildend am Wolfsberg und auf einem Hügel nördlich vom Hopfenberge südlich Rothwasser auf, die man ihrer Lage nach wohl auch dem Überquader im engeren Sinne zurechnen darf. Sicherlich aber entspricht dem Ottendorfer Überquader jener auffällige Quadersandsteinzug, der sich am Südwestrand der Görlitzer Kommunalheide in nicht weniger als acht Steinbrüchen von einem Punkt genau südlich der Grube Stadt Görlitz über den Krausch-Teich bis Kol. Nieder-Bielau 7,5 km weit verfolgen läßt. Und endlich liegt noch ganz isoliert in der Wehrauer Heide zwischen Thommendorf und Mühlbock an der Eulenbadlinie ein Quadersandsteinhügel mit mehreren kleinen Steinbrüchen. Das dortige Gestein ist dem soeben besprochenen durch das Vorkommen von zahlreichen Einzelgeröllen (Erbsengröße) petrographisch sehr ähnlich. Sein Einfallen ist infolge des schichtungslosen Gefüges schwer feststellbar. Eine plattige Absonderung an den Felsköpfen ergibt einander widersprechende Werte und ist wohl sicher sekundär, unabhängig von einer primären Schichtung entstanden. Immerhin gibt es Anhaltspunkte dafür, daß dieser Quader südwestwärts einfällt. Er würde dann als Ueberquader i. e. S. des Nordflügels an-

zusehen sein. Auch Williger (15), der allerdings den Begriff Emscher noch nicht kennt, setzt das Gestein den Mucronatenschichten, also einem über dem Emscher gelegenen Horizont gleich. Die größere Entfernung vom Emscher zwischen Wehrau und Tiefenfurt (siehe später) wäre durch das besonders flache Einfallen der zwischenliegenden Schichten leicht erklärbar.

Beträchtliche Schwierigkeiten macht die Einordnung der inselförmigen Quaderausstriche nordwestlich von Bunzlau. Bis zu dieser Stadt hin ist das Streichen noch gut verfolgbar. Bei Neu-Warthau ist der Emscher in gewaltigen Brüchen vorzüglich erschlossen, in seinem Liegenden bildet der grobe Cenomanquader einen leicht kenntlichen Hügelzug. Dem Cenomanquader gehören die alten Steinbrüche nördlich der Chaussee östlich Loosnitz an, beim Vorwerk Drüssel kennt man wieder den Emscher und innerhalb des jetzt zur Irrenanstalt gehörigen Geländes war früher nach Roth (7) der Cenomanquader in einem Bruch erschlossen (vgl. hierzu und zu dem folgenden die Kartenskizze Tafel 1).

Jenseits des Bober war in den jetzigen Rieselfeldern der Emscherquader gut zu sehen und hat eine reichliche und bezeichnende Fauna geliefert, während südlich von der Boberbrücke am Terrassenrande bei Tillendorf zahlreiche Tongruben das Senon mit seinen charakteristischen bunten Tonen aufschließen.

Im untersten Senon liegt bekanntlich der Wenig-Rackwitzer Kohlenhorizont, gekennzeichnet durch kleine Flöze oder Flözbestege, Kohleneisensteinschnüre und schwarze kohlehaltige Tone und tonige Sandsteine. Diese Schichtenfolge ist vorzüglich erschlossen in einer Tongrube 300 m westlich vom Chausseehause, wo man auch vielfach verkieselte Holzreste im begleitenden Ton findet. Den Emscher hat man hier nicht erschlossen, sondern nur die unterste Quaderbank des Senons, die am Südhang dieser Grube das Hangende des Tones bildet. Dreiviertel km weiter nordöstlich ist in alten Brüchen im Walde ein grober Quader aufgeschlossen, der zahlreiche Cenomanfossilien geliefert hat.

Westlich davon, jenseits der Ganselschen Ziegelei, läßt sich im Walde ein grobkörniger Quader als Rücken mit einzelnen Felsköpfen fast einen Kilometer weit verfolgen. Wenn dies die Fortsetzung des eben erwähnten Cenomanquaders ist, so liegen die großen alten Steinbrüche im Walde nördlich von Dobrau im Liegenden des Cenomans. Wir müßten das schneeweiße überaus kaolinreiche Gestein dieser Brüche dann als mittleren Buntsandstein ansprechen, was petrographisch durchaus möglich wäre. Versteinerungen sind in diesem Sandstein noch nicht gefunden, Literaturnachweise mit Emscherfauna und der Bezeichnung „Steinbrüche bei Dobrau“ können sich ebenso gut auf die Emscheraufschlüsse in den Rieselfeldern beziehen.

Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß diese weißen Sandsteine dennoch Emscher sind, und daß die groben Sandsteine des Hügelzuges im Walde, die auch bei Langenau vorkommende grobe Zone im oberen Teil des Emschers (vgl. S. 7) darstellen, also nicht die Fortsetzung des Cenomanquaders bilden, der allerdings genau in ihrem ostwärts verlängerten Streichen liegt. Auf der Karte von Beyrich sind die großen Quaderbrüche dadurch als Emscher festgelegt, daß nördlich von ihnen, also in ihrem Liegenden ein Kranz von Cenomanvorkommen eingezeichnet und erwähnt (7, S. 285) ist, doch konnte ich einen Beweis für die Richtigkeit solcher Darstellung nicht finden.

Grober Quader, wie der, den wir eben erwähnten, bildet weiter einen Zug von 11 km Länge, der sich bis halbwegs der Straße Wehrau—Tiefenfurt, wenn auch mit Unterbrechungen verfolgen läßt. In diesem Zuge liegen auch die hohen Felsen eines groben mürben schichtungslosen Quaders mit Höhlenbildungen am Westrand des Wehrauer Tales, in denen sich „Nerineen" gefunden haben sollen, und die daher von den älteren Forschern zum „Senon" gerechnet sind. Wenn wir sie demnach jetzt als groben Quader des oberen Emscher betrachten, so hat die Verwerfung, die den Kalk aufrichtete, hier diese Stufe der Oberkreide gegen Unteren Muschelkalk zu liegen gebracht.

Sicher bewiesen ist aber diese stratigraphische Eingliederung noch nicht, denn das Vorkommen von „Senonkohle" zwischen Muschelkalk und diesem Quader, das die älteren Forscher veranlaßte, den Quader zum „Senon" zu rechnen, ist eine irrtümliche Annahme. Es könnte sich immerhin noch um den an aufgerichteten Muschelkalk grenzenden Cenomanquader handeln, denn weiter im Hangenden kennt man bei Aschitzau einen feldspatreichen Sandstein, der durchaus den Eindruck eines Turonquaders macht.

Nun setzt sich aber der grobe Quader noch weiter im Streichen bis zum Zeidelbruch fort und hier setzt in seinem Liegenden beim aufgerichteten Stein wieder ein feinkörniger Sandstein an. Dieser aber kann unmöglich wieder Buntsandstein sein, denn erstens ist er petrographisch anders, und zweitens fand sich in seinem weiteren Streichen kurz vor dem Bräuerhause an der Straße Wehrau Tiefenfurt in ihm eine schlecht erhaltene Fauna, deren Formen durchaus auf Emscher hindeuten.[2])

Der große Grobquaderzug vom Steinbruch nördlich des Dobrauer Chausseehauses bis zum Zeidelbruch zwischen Wehrau und Tiefenfurt ist also am Ostende sicher Cenoman, am Westende ebenso sicher der obere grobe Quader des Emschers. Irgendwo muß in der zwischenliegenden Strecke Cenoman—Grobquader gegen Oberen Emscher—Grobquader mit einer Verwerfung anstoßen und es ist wohl am wahrscheinlichsten, daß diese Verwerfung ganz nahe am Ostende des Zuges liegt, so daß auch der weiße kaolinreiche Sandstein der großen Brüche nördlich von Dobrau schon als feinkörniger unterer Emscher anzusprechen ist, und daß also im Klitschdorfer Tal eine streichende Verwerfung Muschelkalk gegen grobkörnigen oberen Emscherquader bringt.

Alle Sandsteine, die südlich im Hangenden des Grobquaderzuges als Inseln liegen, müßten dann dem Senon zugehören, wenn nicht noch weitere ganz erhebliche Störungen vorkommen. Ohne weiteres glaublich ist dies von feinkörnigen Sandsteinen bei der Schwarzen Pfütze (nahe südlich der Chaussee halbwegs zwischen Bunzlau und Klitschdorf). Diese führen in ihrem Liegenden einen teilweise früher sogar abgebauten Eisensandstein-Horizont, wie er aus den Wenig Rackwitzer Schichten, also dem untersten Senon bekannt ist, und am Ende der E-Linie des Bunzlauer Forstes (Flurgrenze gegen Aschitzau) kommen auch rote Tonlager vor.

Ohne weiteres glaublich ist das Senonalter ferner für die Sandsteine mit in Abbau befindlichen Tonlagern am Hügel südlich vom Punkte 183,5 an der Saganer Straße.

Bedenken aber erregt wieder das Gestein im nördlichsten Bruch von Aschitzau, welches H. Scupin in seinem Geologischen Führer (17) auf Grund

2) O. Seitz bestimmte die besterhaltene Form als dieselbe *Tapes subfaba* d'Orb., die im Neu-Warthauer Emscherquader sehr häufig ist.

seiner petrographischen Eigenschaften als Oberturon ansprechen möchte, dem es in der Tat zum Verwechseln ähnlich sieht. Es finden sich aber solche Feldspat führende Sandsteine auch östlich von der Schwarzen Pfütze im unmittelbaren Hangenden des Emscher—Grobquaders und auch südlich vom Weißvorwerk bei Tiefenfurt. Feldspatsandsteine sind also offenbar in den unteren Teilen des Senon nicht ausgeschlossen.

Der mürbe, etwas bankige aber mächtige Quader der beiden südlichen Brüche in Aschitzau sieht dem Ottendorfer Überquader i. e. S. recht ähnlich und könnte diesem Horizont zugerechnet werden. Sollte aber der Feldspatsandstein von Aschitzau-Nord doch Oberturon sein, so kämen für Aschitzau-Süd auch Emscher in Frage. Es müßte dann also eine streichende Verwerfung bei Aschitzau nochmals Oberturon und Emscher südlich von dem Grobquader des Oberemscher zutage bringen. Hoffentlich gelingt es, durch glückliche Fossilfunde die stratigraphische Einordnung der zahlreichen Sandsteininseln der Umgebung von Wehrau—Klitschdorf noch weiter zu sichern. Das Einfallen aller Schichten ist in diesem Gebiet, soweit man es überhaupt feststellen kann, 5—10° nach SW also nach der Muldenmitte gerichtet. Ausgesprochene Sättel und Mulden sind demnach nicht vorhanden. Störungen der normalen Schichtenfolge könnten nur durch Verwerfungen erklärt werden.

Tertiär

Das Tertiär tritt uns in unserem Gebiet in vier faziell verschiedenen, und wie sich zeigt, auch stratigraphisch verschiedenen Ausbildungen entgegen: Basaltdecken mit begleitenden Tuffen, Quarzsande und -kiese mit Tonen (erstere vielfach zu Quarziten verkieselt), Tone, Spatgrande und Glimmersande mit lignitischen Braunkohlen, grobe gerundet eckige Quarzschotter.

Das basaltische Tertiär findet sich nur bei Bremberg und taucht bei Haynau noch einmal wieder auf. Es ist wohl sicher älter als das lignitisch-tonige, mit dem quarzitischen tritt es nicht in Verbindung, so daß sich die Altersbeziehung der beiden zueinander nicht feststellen läßt. In der Zittauer Gegend ist für die Schichten unter den dortigen Basaltergüssen oberoligozänes Alter nachgewiesen. Wir kennen nördlich von Jauer zwischen den Orten Schlaup, Hennersdorf und Bremberg ein weit ausgedehntes Basaltgebiet, in dem nicht nur Basaltdurchbrüche sondern auch Decken mit wohlgeschichteter Tuffunterlage vorliegen. Bei Hennersdorf fand sich ein kleines, von Göppert (18) beschriebenes Braunkohlenvorkommen, das älter ist als der benachbarte Basalt, dem man also vielleicht dasselbe Alter zuerkennen muß wie der Zittauer präbasaltischen, oberoligozänen Braunkohlenformation. Die Bremberger Basalte tauchen nach NW unter das Diluvium unter, kommen aber in dieser Richtung dreimal wieder zum Vorschein. Zunächst finden wir südlich von Dohnau bei Kolonie Schönau am Ostrand des Katzbachtales gegen die diluviale Hochfläche gegenüber von Kroitsch Basalt als Terrassensockel durch die Erosion angeschnitten. Der Anschnitt erfolgt hier durch die Wütende Neiße, die bereits im Tale der Katzbach fließt, sich aber mit diesem Fluß noch nicht vereinigt hat. Der Basalt ist mehrere Meter tief zu einer weichen tonartigen Masse zersetzt und wird zu oberst von Resten des Tertiärtons überlagert. Dies beweist uns, daß er älter ist als die tonigen Sedimente des Obermiozäns, und daß er einer sehr erheblichen Zersetzung von einer spättertiären Landoberfläche aus unterlegen hat.

Bei Blumen, 9 km nordwestlich, findet sich ein alter kleiner verlassener Basaltbruch. Die Absonderung des Basaltes erfolgt hier in senkrecht stehende Pfeiler, was vielmehr für die Aufwölbung einer Decke als für einen stockförmigen Durchbruch spricht. Eine auffallende flache abflußlose Senke im Osten und eine sehr starke Quelle im Südwesten lassen die Vermutung zu, daß sich der Basalt nach verschiedenen Richtungen unter dem Diluvium deckenförmig ausbreitet.

Eine erhebliche Ausdehnung erreicht der Basalt wieder bei Haynau. Auch hier tritt er als Sockel am Rande der Hauptterrasse auf. Aufgeschlossen ist er nur südöstlich der Stadt (östlich vom Hopfenberge) in einem alten Steinbruch. Doch liegt auch der westliche Teil der inneren Stadt besonders der Marktplatz, wie sich vielfach bei Grundgrabungen zeigte, auf Basalt. Nordwestlich, nahe nördlich der Eisenbahn, bestand früher ein Basaltbruch, von dem jetzt keine Spur mehr zu sehen ist, der aber auf der Karte von Beyrich (6) als Basaltausstrich angegeben ist. Im Gelände nördlich von Haynau ist mehrfach Basalt und bezeichnenderweise auch Basalttuff erbohrt worden. Daß man hier auch die Unterfläche des basaltischen bzw. präbasaltischen Tertiärs in Form tiefgründig kaolinisierten Grundgebirges erbohrt hat, war schon auf S. 4 erwähnt.

Tiefgründige Verwitterung an tertiärer Landoberfläche ist neuerdings auch durch den Bau der Reichsautobahn beim Fundamentgraben für die Überquerung der Straße Tschentschel—Nikolstadt erschlossen worden. Es fanden sich total zersetzte grellrot gefärbte Partien des benachbarten Groß-Wandrisser Gneises. Ob diese Kaolinisierung präbasaltisch (präoberoligozän) oder postbasaltisch (obermiozän) ist, läßt sich natürlich nicht mit Sicherheit sagen. Ersteres ist wahrscheinlicher.

Das quarzitische Tertiär hat der stratigraphischen Eingliederung bisher die größten Schwierigkeiten bereitet. Beyrich (6) und mit ihm Roth (7) sahen es bekanntlich als eine besondere Fazies des Senons an. Dem widersprach aber bereits Williger (15) und postulierte oligozänes Alter ausgehend von dem zu seiner Zeit noch allgemein angenommenen oligozänen Alter der „subsudetischen Braunkohlenformation", doch herrscht auch heute noch in der Literatur über die Braunkohlenquarzite zwischen Wehrau und Wünschendorf bei Lauban, die also in einer bis zu 6 km breiten Zone beiderseits das mittlere Queistal begleiten, beträchtliche Unklarheit. Drei Dinge sind es, die diese Unklarheit bedingen; erstens ist es der Umstand, daß die Quarzite, die natürlich wie alle Braunkohlenquarzite aus der Verkieselung von Quarzsand hervorgingen, nicht immer nur aus tertiärem Quarzsand entstanden ist, sondern daß eine allerdings meist viel schwächere Verkieselung auch die Quadersandsteine dort ergriffen hat, wo sie in die Unterfläche des Tertiärs ausstreichen. Die kleinen Quaderinseln entlang der Straße Bunzlau—Klitschdorf—Tiefenfurt zeigen mehrfach deutliche Beispiele davon. Es gibt also „Senonquarzite" (richtiger verquarzte Partien der Senonschichten), was das Mißverständnis der älteren Forscher leicht erklärt.

Zweitens hat der Umstand, daß das Inlandeis die Quarzitführenden Tertiärschichten weithin aufpflügte und die einzelnen „Knollensteine" weithin verlagerte, die Kartierung der Schichten stets sehr erschwert, zumal die nicht verkieselten Teile des autochthonen Tertiärs nur in den seltensten Fällen aufgeschlossen sind, und die Aufschlüsse sehr schnell wieder verfallen. Drittens scheinen die autochthonen (nicht im Glazialdiluvium verlagerten) Quarzite,

die weithin streichende, meist in einzelne tafelförmige Blöcke zerteilte Schichten bilden können, oft mit ziemlich steilem Winkel einzufallen. Dies hat sich jedoch, wo man es nachprüfen konnte, immer wieder als eine sekundäre Erscheinung herausgestellt. Der lockere Sand und weiche Ton unter den einzelnen Blöcken wird sehr leicht vom Regen herausgewaschen, die Quarzittafeln, die vermöge ihrer Härte zunächst die Gipfel kleiner Hügel bilden, werden unterspült und kippen meist hangwärts um 10—30° um.

Verfolgen wir nun die einzelnen Aufschlüsse autochthonen Tertiärquarzits, so finden wir im SW zunächst in der Quarzitgrube der Wünschendorfer Chamottefabrik (Bl. Lauban) eine schwach quarzitische Bank von einem lignitischen Braunkohlenflöz konkordant überlagert. Der Quarzit ist also hier älter, aber nicht wesentlich älter als die lignitische Kohle. Weiter nördlich finden wir an der Bahn Lauban—Kohlfurt einen sehr instruktiven Aufschluß, der uns große Quarzitblöcke einzeln in einer horizontal gelagerten Schichtfolge von weißem und cremefarbigem Ton und schneeweißem Feinsand zeigt. Im Süden des Aufschlusses, wo die Schichtfolge an das Rotliegende grenzt, kommen auch grellrote Tone als tertiäre Abschlämmassen vor. Dieser Aufschluß zeigt bis in alle Einzelheiten eine überraschende Ähnlichkeit mit demjenigen, den K. Keilhack (19) aus dem untermiozänen Hohenbockaer Glassand beschreibt. Nördlich von diesem Aufschluß nimmt die Verbreitung von Quarzit überhand. Wir finden Ausstriche von bankartig aneinander gereihten Quarziten, meist 10—30° einfallend (s. o.) in den Wäldern südlich und nördlich des unteren Katholisch-Hennersdorfer Baches und im Walde, der sich von südlich Naumburg bis gegen Mittel-Thiemendorf auf der Höhe hinzieht. Das Tertiärgebiet geht hier südostwärts in ein Gebiet von diluvialer Grundmoräne mit stark überwiegendem Tertiärmaterial über, wie in den Erl. zu Bl. Naumburg durch Kühn und Berg (20) gezeigt werden wird.

Dann kommen wir in das Gebiet der Siegersdorfer Tone. Diese meist hellen, hochfeuerfesten, immer wieder mit Sand wechsellagernden Tone sind ebenfalls dem quarzitischen Tertiär zuzuweisen. Typisch sind sie erschlossen in den Gruben der Gießmannsdorfer Tonwarenfabrik. Weniger typisch und den obermiozänen Tonen der lignitischen Braunkohlenformation ähnlicher sind sie in den Ziegeleigruben nahe südlich von Naumburg und auf der anderen Seite des Tales zwischen Ullersdorf und Sächsisch-Haugsdorf zu sehen. Die große Tongrube westlich von Tschirne zeigt Einlagerungen von schwach verkieseltem Quarzit mit zahlreichen Pflanzenstengeln; die noch größere östlich von Tschirne zeigt unter einer Quarzitschicht weiße bis cremefarbige Tone mit Sanden und mit einer Lage von schwarzen Kohlenletten, deren einzelne Kohlenteile lignitisch sind. Das ganze fällt mit 15° nach O. ein. In den darunter liegenden Tonen kommen einzelne Kohlenbrocken und ganze zusammenhängende Wurzelstücke vor, die in eine im Querbruch glänzende pechkohlenartige Masse verwandelt sind. Das Vorkommen einzelner Pechkohlenstücke in einem Ton ist also noch nicht, wie man gelegentlich äußern hört, ein Beweis für Senonalter der sie einschließenden Schichten. Auch in den präbasaltischen Kohlen des Zittauer Beckens kommen pechkohlenartige Partien vor. Nur im ganzen sind die Senonkohlen Pechkohlenflöze, die Miozänkohlen Lignitkohlenflöze.

Daß in der großen Tongrube die untersten Schichten bereits dem Senon angehören, welches hier unter dem Tertiär zu erwarten ist, ist durchaus unwahrscheinlich.

Dem quarzitischen Tertiär müssen wir offenbar auch die feuerfesten Tone der nur ganz flachen Gruben im Walde nördlich vom Bahnhof Siegersdorf zurechnen. Weiter nördlich nimmt wieder die Quarzitführung stark zu. Der Tonreichtum des Tertiärs in der mittleren Siegersdorfer Zone ist vielleicht dadurch bedingt, daß hier das an feuerfestem Ton sehr reiche obere Senon die Unterlage bildet und mit seinen Verwitterungsprodukten reichlich zur Sedimentation beigetragen hat.

Quarzite in autochthoner Lagerung kennen wir wieder östlich vom Queis nahe nördlich der Breslauer Bahn und westlich vom Queis in der Wehrauer Heide am Badewannenstein (dieser selbst ist wohl nicht mehr autochthon).

Prachtvoll entwickelt sind die Tertiärquarzite dann bei Wehrau und Klitschdorf. Hier bilden sie unmittelbar neben dem Geburtshaus Abraham Gottlob Werners einen gewaltigen quer durch das Flußbett des Queis streichenden Riegel, das Teufelswehr. Westwärts lassen sie sich noch 3 km weit verfolgen bis zum Denkmal an der Grünbusch-Linie, östlich wendet sich die Grenze der Quarzite scharf südwärts über die Felsenkammer und umschließt den Hügel nördlich von Aschitzau, an dem in einem größeren Steinbruch der Quarzit gewonnen wird. Der Aufschluß ist sehr lehrreich durch die vielfachen Einlagerungen von weißem Feinsand, in die die Unterseite der Quarzitblöcke in rundlichen Knollen und zapfenförmigen Verlängerungen eingreift.

Vor allem aber hat dieser Quarzitbruch schöne Exemplare einer Flora geliefert, die teilweise schon früher aus dem Quarzit dieser Gegend beschrieben worden ist. Diese Flora ist nicht kretazisch, sie unterscheidet sich sich aber erheblich von derjenigen des obermiozänen Lignites von Lichtenau usw. durch das Auftreten Wärme liebender Pflanzen. Es ist nach den neuen Forschungen Gothan's (21) die Flora des Senftenberger Unterflözes, so daß wir also den Quarzit und mit ihm die ganze Serie des „quarzitischen Tertiärs" als Untermiozän ansprechen dürfen. Schon früher sind vereinzelte schlecht erhaltene Blattreste im Quarzit von Wehrau, Klitschdorf und Aschitzau gefunden worden.

Die ältere Literatur gibt an:

Flabellaria chamaeropifolia,
Cinamomum scheuchzeri,
Quercus furcinervis,
Carpinus sp. u. a.

Gothan fand in dem von mir gesammelten Material:

Cinamomum polymorphum Heer,
Grewia crenata Göpp.,
Laurophyllum sp.

Grewia crenata ist eine tropische Tiliacee, die in Schlesien schon aus dem älteren Miozän von Peruschen bekannt ist.

Außerordentlich dunkel sind die Verhältnisse des Wehrau—Klitschdorfer Braunkohlenflözes. Es schaltete sich auf beiden Queisufern zwischen Muschelkalk und dem angrenzenden Quadersandstein ein, der auf S. 9 als höchstwahrscheinlich oberer Emscher bestimmt wurde. Dieses Flöz ist 1804, zuletzt wieder etwa 1878 gebaut worden und war nach übereinstimmenden Angaben

nur geringmächtig (0,5—1,3 m unreine Kohle). Jede Spur des ehemaligen Bergbaues ist verwischt. Jedenfalls wäre das Flöz, wenn es hier im Liegenden des Grobquaders konkordant eingeschaltet wäre, wesentlich älter als das Wenig-Rackwitzer und läge mitten zwischen rein marinen Schichten. Das Flöz und der „braune Sandstein", der es überlagert, haben aber auch eine Flora geliefert, die durchaus nicht mit senonem Alter übereinstimmt. Vor allem findet sich darin eine dreikantige Frucht, die Geinitz (23) in der festen Überzeugung, daß es sich um ein Kohlenflöz senonen Alters handele, als *Cycadaeospermum schmidtianum* beschrieb. Aber schon Williger macht darauf aufmerksam, daß Cycadeenblätter völlig fehlen, und daß die begleitenden spärlichen Blattreste vielmehr an *Fagus* erinnern. In der Tat handelt es sich nach freundlicher Mitteilung von W. Gothan um die Früchte von *Castanopsis*, die in den Senftenberger Flözen durchaus häufig sind. Beachtenswert ist es auch, daß die Kohle nach Williger (15, S. 114) nur „in einzelnen Partien schwarz glänzend" war. Wir kommen daher zu der Überzeugung, daß dieses Flöz nicht ins Liegende des grobkörnigen Sandsteins gehört, der die großen Felsen im Queistal bildet. Die Schilderung, die Williger davon gibt: auf der linken Seite mit lockerem Sande, auf der rechten Seite unterlagert von einer Schicht aus Kalk- und Sandsteintrümmern, macht es durchaus wahrscheinlich, daß es sich um eine Tertiärpartie handelt, die von oben in das Niveau zwischen dem Muschelkalk, der an der großen Verwerfung weitgehend ausgelaugt war, und dem Emscher eingebrochen ist oder vielleicht auch bei posthumen tektonischen Bewegungen eingeklemmt wurde. Wie im einzelnen die Schichten von Sandstein, Kieselsandstein usw., die das Flöz nach Williger und Roth (7, S. 293) begleiteten, aufzufassen sind, inwieweit es mit dem Flöz eingebrochenes Untermiozän ist, inwieweit schon die kretazischen Schichten angefahren waren, die den Einbruchskessel begrenzten, wird sich wohl nie mehr feststellen lassen.

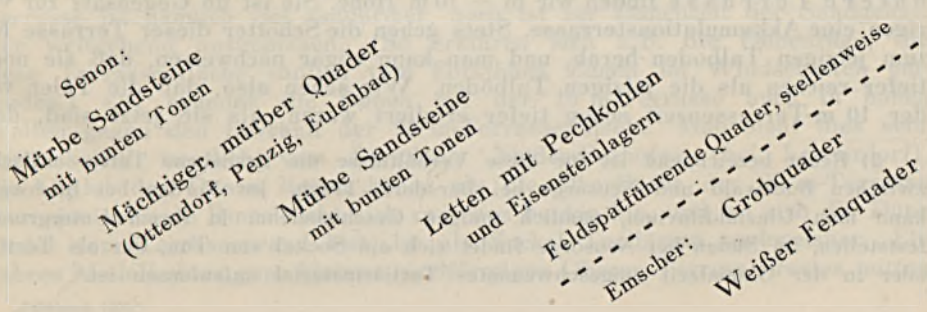
Das lignitische Tertiär spielt westlich des Sudetenrandbruches nur eine sehr untergeordnete Rolle. Ihm gehört vor allem das Kohlenflöz von Paritz und Herschelswaldau an, das nach Illner (24) ein wohlindividualisiertes Einzelbecken bildet. Es handelt sich hier um ein Flöz, das ganz wie dasjenige von Lichtenau aus rein lignitischem Material, teilweise außerordentlich schwach inkohltem Holz mit gewaltigen Baumstämmen besteht. Eine Grubenstrecke ist bei Paritz mehr als 12 m weit immer unter einem 3 m breiten flachgedrückten liegenden Stamm entlang gefahren! Es ist wohl sicher, daß es sich hier um ein kleines obermiozänes Spezialbecken handelt, das in das große Becken der untermiozänen Siegersdorfer Tone und Quarzite eingelagert ist.

Wie die Kohle von Rothwasser südlich von Kohlfurt aufzufassen ist, läßt sich nicht mehr sicher feststellen. Sicherlich ist sie nicht Senon, denn sie lag ganz flach, war mehrere Meter mächtig und führte obendrein dieselben *Castanopsis*-Früchte, die wir oben von Klitschdorf erwähnten, und nur deshalb hat man auch die Kohle von Rothwasser früher für gleichaltrig mit der fälschlich als Senonkohle aufgefaßten Klitschdorfer gehalten, wie auch Pietzsch (25) noch angibt. Ob das Rothwasserflöz mit dem von Lichtenau dem Alter nach zu identifizieren ist, oder ob es eine Flözentwicklung im Untermiozän darstellt, sei dahingestellt. Letzteres ist unwahrscheinlich, da wir mächtige Flöze vom Alter des Senftenberger Unterflözes in unserem quarzitischen Tertiär im allgemeinen nicht kennen.

Für das obermiozäne Alter des Herschelswaldau-Paritzer Flözes spricht es sehr, daß die Hangendtone dieser Kohle in kaolinisierte Spatgrande übergehen. Solche unscharf begrenzte kaolinisierte Spatgrande „Kiesmörtel" nach Berg (26) sind sehr bezeichnend für die oberen Teile der mächtigen Tone, die nordöstlich von der Sudetischen Randspalte in teilweise enormer Mächtigkeit bis zu 150 m und mehr erbohrt worden sind (bei Polkwitz und Lüben führen sie vor allem vielfach diese Spatgrande). Sie bilden mit Ausnahme des Basaltes von Haynau und Blumen allenthalben den Untergrund des Diluviums und gehen nach Norden in die vielgenannten „Posener Flammentone" Jentzsch's (27) über. Diese Flammentone werden als Pliozän aufgefaßt, und diese Auffassung ist wohl zumindest für die von den Sudeten abgelegenen Teile Nordostdeutschlands richtig.

Das Pliozän ist in den Sudeten gekennzeichnet durch eine starke Neubelebung der Erosion und besteht daher aus Quarzschottern, gebildet aus allen jenen schwer verwitternden Teilen, die während der vorhergehenden tiefgründigen Verwitterung auf der Rumpffläche liegen geblieben waren und erst jetzt nordwärts abtransportiert wurden. Natürlich dauert weit draußen im vorgelagerten sumpfigen Flachland die Tonsedimentation zunächst noch weiter, so daß wir hier das Unterpliozän noch im Obermiozän-Fazies vorfinden müssen, daher das pliozäne Alter des Posener Flammentones.

Pliozän	Quarzkiese	→ Nach N. immer mehr ins Hangende „Posener Flammenton"
Plio-Miozän	Tone mit Spatgrand	
Obermiozän	Sand und Letten mit lignit. Braunkohle	Kohlen von Lichtenau und Paritz
	Erosionsdiskordanz	
	Letten mit lignit. Kohle	Flöz b. d. Wünschendorf. Chamottefabr.
Untermiozän	Quarzsande u. -kiese meist verkieselt	Quarzite von Wehrau mit Untermiozänflora
	Kohlenletten m. teilw. muschlig. Kohle	
	Feuerfeste weiße Tone	Tone von Tschirne und Siegersdorf
	Diskordanz	



Die beginnende Belebung des Flußtransportes macht sich in der Form der Kaolin-Spat-Grande in Gebirgsnähe schon im obersten Obermiozän, weiter draußen im untersten Pliozän geltend. Die Pliozänquarzschotter sind leicht kenntlich an ihren eckigen Formen und an den tiefen Löchern in den einzelnen Quarzen, die durch das Herauswittern von Karbonatteilen aus Gangquarziten, von Phyllitpartien aus ehemaligen Quarzknauern des Schiefers entstanden sind. Sehr typisch sind sie im Hangenden des Obermiozäns westlich von Birkenbrück entwickelt. Wir bekommen daher für die Tertiärschichten unseres Gebietes folgendes, vor der Hand noch hypothetische Profil: (S. 15.)

In präglazialem Diluvium wurden die pliozänen Quarzschotter vielfach umgelagert. Die Gerölle rundeten sich ab, immer mehr kamen auch verwitterbare aber noch unverwitterte Gesteine (Feldspatgesteine, Schiefer usw.) unter den Geröllen vor und allmählich gehen die pliozänen Quarzschotter in die quarzreichen altdiluvialen einheimischen Schotter über, so daß es oft schwer ist, im einzelnen festzustellen, ob man die Schotter eines Aufschlusses besser als Pliozän oder besser als präglaziales Diluvium bezeichnet.

Diluvium

Zum richtigen Verständnis des Diluviums unserer Gegend müssen wir zunächst von den Terrassenbildungen ausgehen, wie sie uns das mittlere Queistal und Neißetal, und wohl auch das Bobertal bietet, welch' letzteres allerdings geologisch noch nicht nach der Stellung seiner Terrassen durchforscht ist. Wir finden da im großen und ganzen immer wieder drei Terrassensysteme: 1. Die glaziale Hochfläche mit Geschiebelehm, Kiesmoränen und fluvioglazialen Bildungen bedeckt, in sehr wechselnden Höhenlagen aber nur selten weniger als 20 m über der jetzigen Talaue. 2. Die Obere Terrasse, die als deutliche Erosionsfläche in ungefähr 20 m Höhe über der jetzigen Flußaue gelegen ist, und in der Regel nur von geringmächtigen fluviatilen Schottern, meist 2—4 m mächtig, überdeckt wird, während die unteren 18—16 m einen Sockel aus älteren Schichten bilden. Dieser Sockel ist leicht nachweisbar, wenn er aus Tertiär, Mesozoikum oder Grundgebirge besteht. Er läßt sich aber nur schwer feststellen, wenn die Terrassenschotter auf glazialen, oder namentlich wenn sie auf fluvioglazialen Aufschüttungen liegen, die in präglazialen Hohlformen oder solchen Hohlformen, welche sich das Inlandeis selbst erst geschaffen hat, abgelagert sind[3]). An Hunderten von Stellen aber kann man nachweisen, daß der Talboden der Oberen Terrassenzeit höher lag als der jetzige Talboden, und daß sich die Täler seitdem kräftig in die damalige Talfläche eingeschnitten haben. 3. Die untere Terrasse finden wir in ± 10 m Höhe. Sie ist im Gegensatz zur vorigen eine Akkumulationsterrasse. Stets gehen die Schotter dieser Terrasse bis zum jetzigen Talboden herab, und man kann sogar nachweisen, daß sie noch tiefer reichen als die jetzigen Talböden. Wir sehen also, daß die Täler vor der 10 m-Terrassenzeit schon tiefer erodiert waren, als sie jetzt sind, daß

3) Recht bezeichnend ist für diese Verhältnisse die tischebene Terrassenfläche zwischen Buchwald und Neusorge bei Bärsdorf—Trach. Im Norden bei Buchwald kann man Glazialdiluvium, nämlich tonigen Geschiebelehm in ihrem Untergrunde feststellen, im Süden bei Neusorge findet sich ein Sockel von Ton, der als Tertiär oder in der Glazialzeit umgeschwemmtes Tertiärmaterial aufzufassen ist.

sie später bis zu einer Höhe von ± 10 m über die jetzige Talaue mit Flußschottern aufgefüllt wurden, und daß dann das jetzige Tal nicht ganz bis zum ehemaligen Talboden wieder in diese Schotterauffüllung eingeschnitten wurde. Natürlich haben die Flüsse, als sie auf der Höhe der 10 m-Terrassenaufschüttung entlangflossen, stark mäandriert und haben gelegentlich die Terrassen-Oberfläche auch über die Grenzen des älteren Tales hinausgetragen, so daß sich an die Akkumulationsoberfläche noch hier und da ein Stück Erosionsfläche in gleicher Höhe anschließen kann. Das ist aber fast nur dort der Fall, wo die Wände des älteren Erosionstales flach und niedrig waren, ganz besonders, wenn die Grenze der zähen Tertiärtone gegen überlagerndes Glazialdiluvium ungefähr in Höhe der Terrassenfläche lag. Dann hat, wie man das besonders im Schwarzwassertal westlich und im unteren Katzbachtal östlich von Liegnitz feststellen kann, der Fluß weite Strecken der Tertiäroberfläche denudiert, so daß wir auf der Karte flächenhaft ausgedehnten Tertiäruntergrund, meist bedeckt von Löß oder von Alluvialauen, sehen, der in der Höhe der 10 m-Terrasse liegt, aber meist gegen die älteren Hochflächen hin sanft ansteigt. Eine unterste Terrasse, die sich nur 3—4 m über die Flußauen erhebt, ist vielfach nachweisbar, bleibt aber immer bedeutungslos.

Diese Terrassengliederung ist im Mittellauf von Neiße, Queis und Bober ganz deutlich, sie verwischt und kompliziert sich im Oberlauf also nach Süden zu, weil dort die flußaufwärts ansteigende Fläche der Terrassen die glaziale unebene Aufschüttungsfläche überschneidet. Im Unterlauf nach Norden zu nimmt die Obere Terrasse erst an Ausdehnung zu, so daß ihre Fläche zwischen den drei Flußtälern zusammenfließt und große Inseln von Glazialdiluvium umschließt (vgl. die Karte Taf. 2). Dabei steigt sie natürlich quer zur Flußrichtung in den Wasserscheiden und namentlich zwischen den Inseln erheblich an. Die absolute Seehöhe der Terrassenflächen ist also recht verschieden. Im Süden natürlich höher als im Norden, zwischen Bober und Queis und namentlich zwischen Bunzlau und Haynau in der Mitte höher als am Bober und an der Deichsa, unterhalb Liegnitz niedriger als oberhalb Liegnitz.

Weiter nördlich fließt dann auch die 10 m-Terrasse der drei Parallelflüsse zusammen, umschließt wieder Inseln der 20 m-Terrasse und bildet die weite Talsandfläche der Niederschlesischen Heide. Die Gliederung ist überall recht deutlich. Den Rand der 20 m-Terrasse kann man mit Leichtigkeit dadurch sicherstellen, daß immer wieder der Untergrund als Sockel an ihm hervortritt. Die Fläche des Talsandes und damit der größeren Ausbreitungen der 10 m-Terrasse ist sofort kenntlich durch die zahlreichen Binnenlanddünen, die immer wieder darauf auftreten. Der Schotter der Oberen Terrasse ist nämlich viel sandärmer, auch ist zur Dünenzeit der Sandgehalt hier weitgehend ausgeblasen. (So erklären sich z. B. die Dünenzüge, die diese Terrassenfläche südlich vom Forsthaus Zumm im Windschatten umranden.) Oft branden die Dünen auf der 10 m-Terrasse auch in hohen Wellen gegen den Luvrand der 20 m-Terrasseninseln. Man sieht dies sehr eindrucksvoll westlich vom Forsthaus Nieder-Pechofen (bei Lorenzdorf). Die Gipfel der Dünen liegen höher als die Oberfläche der 20 m-Terrasse aber eine schmale Rinne zieht sich zwischen beiden hin, und wo sich die Düne wieder vom Terrassenrand löst, ist als Sockel Tertiärton nachweisbar. Ein wahres Modell eines ganz kleinen inselförmigen Oberen Terrassenrestes mitten

im Talsand also in der 10 m-Terrassenfläche bildet die Koberbrunner Höhe auf dem Truppenübungsplatz Neuhammer. Oben auf der ganz ebenen Gipfelfläche liegen die Terrassenschotter (mit schönen Windschliffgeschieben). In der Kiesgrube am Nordrand erkennt man darunter altglaziale Schotter, in der Tongrube am Südrand ist Obermiozän mit überlagernden Pliozänschottern aufgeschlossen. Was über die absolute Höhenlage der 20 m-Terrasse gesagt wurde, gilt auch von der Höhe der 10 m-Terrasse. Besonders liegt die Terrassenfläche östlich von Lüben in recht niedriger Seehöhe, weil sie bereits zum Terrassensystem der Oder und nicht mehr zu dem der Katzbach gehört.

Auch die Grenze zwischen der 20 m-Terrasse und den inselförmigen Resten der Glazialhochfläche kann natürlich einen Tonsockel haben, wo das Tertiär bis nahe an die Oberfläche aufgestaut wurde, z. B. bei Lichtenwaldau Kr. Bunzlau und bei Lindenbusch westlich von Liegnitz. Meist aber ist diese Grenze nur durch eine Geländestufe gegeben, deren geologische Bedeutung man aber dadurch erkennt, daß unterhalb horizontal gelagerte Terrassenschotter, oberhalb unregelmäßig gelagerte Kiesmoräne in den Gruben aufgeschlossen ist. Besonders eindrucksvoll ist der Rand der großen Halbinsel vom Glazialdiluvium bei Neu-Woitsdorf und der Aufschluß in der typischen Kiesmoräne (vielleicht Endmoränenrest) dicht an der Grenze gegen die Hauptterrasse bei Überschar bei Baudmannsdorf, südlich von Haynau. Vielfach allerdings findet man auch glaziale Bildungen als unmittelbaren Untergrund unter Flächen, die im Niveau der Haupterrasse liegen. Der fluviatle Schotter dieser Terrasse ist eben geringmächtig und schon bei geringer Denudation wird sein Untergrund blosgelegt.

Ob die kalkhaltigen feinsandigen Bändertone von Kreibau denudierte glaziale Beckentone sind, die hier östlich unter der Insel von Glazialdiluvium herausragen, oder ob sie Akkumulation in der Tiefe der 10 m-Terrassenschotter darstellen, bleibe dahingestellt. Weiter südwärts, südlich von der Haltestelle Steinsdorf sind sie nochmals nachweisbar. Hier hat man darüber fossilen Torf unter 5 m Terrassenschotter gefunden. Die Pollenanalyse ergab aber fast nur Pinuspollen, was natürlich nur besagt, daß der Torf nicht mehr eisrandnaher Entstehung ist. Die Bändertone können trotzdem noch von der Ob. Terrassenfläche angeschnittene Glazialbildung sein. Sehr spricht dafür, daß solche Bändertone auch bei Straupitz zwischen Brockendorf und Blumen vorkommen, hier ganz sicher im unteren Teil („Sockel") der Fläche des Glazialdiluviums.

Schön ist die Dreigliederung auch bei Liegnitz entwickelt. Die Stadt liegt, wie auch die Karte von E. Zimmermann II (28) zeigt, auf der 10 m-Terrasse (Talsandterrasse). Das Dorf Waldau und der Weißenhof liegen auf der Oberen Terrasse, an deren Sockel die großen ehemaligen Ziegeleien den Tertiärton gewonnen haben. Teilweise liegt auch noch Geschiebelehm über diesem Tertiär. Die Oberfläche des Glazialdiluviums ist die Hochfläche von Johnsdorf, die ostwärts bis zum Gänseberg (Bellevue) vorspringt und oben durch postglaziale Einebnung eine auffallend glatte Ebenheit trägt.

Im Anschluß an die Behandlung des Terrassendiluviums noch einige Worte über die Dünen und die wenigen Seen.

Im Osten sind die Dünen ganz deutlich nach Westen offen, also von Westwinden ostwärts vorgeschobene Parabeldünen. Besonders eindrucksvoll ist die große 20 m hohe Düne am Ostrand der Talsandfläche westlich von

Weissig. Die Schenkel dieser Parabeldünen haben also eine ostwestliche Richtung, sie müßten aber, namentlich wenn sie mehrere Kilometer lang sind, nur flache Restzüge sein, die hinter den Parabelköpfen entlangziehen. Diesen Eindruck machen sie indessen namentlich in der Mitte des Blattes keineswegs, vielmehr hat man immer den Eindruck, daß es primäre ostwestliche Dünenzüge sind, alte fossile Sandwälle ohne deutlichen Unterschied zwischen Luv und Lee, die offenbar von einem Nordwind (Eiswind?) zusammengefegt wurden. In der Tat kann man im einzelnen, besonders im Gebiet des Truppenübungsplatzes Neuhammer oft Argumente dafür finden, daß alte Ostwestdünen durch aus Westen kommende Winde umgeformt worden sind. Übrigens sind alle Dünen, auch die Parabeln, subfossil, und nur an einzelnen vegetationslosen Stellen ist der Sand noch in Bewegung.

Die Seen östlich und westlich von Liegnitz liegen sämtlich im Gebiet der 10 m-Terrasse, aber alle auch in unmittelbarer Nähe des Steilrandes gegen die Obere Terrasse. Einfach als glaziale Auskolkungen, wie die Sölle Mecklenburgs, kann man sie schon deswegen nicht ansprechen, weil die Vereisung unseres Gebietes alt, wie wir sehen werden, sogar sehr alt ist. Nun wissen wir aber, daß die 10 m-Terrasse eine Akkumulationsterrasse, also die Zuschüttung einer älteren Hohlform ist. Die Seen könnte man daher als Reste der alten Hohlformen auffassen, die durch die spätere Akkumulation nicht erreicht, also nicht oder nur ungenügend ausgefüllt wurden.

Das Glazialdiluvium der Hochflächen besteht nur zum geringen Teil aus Geschiebelehm. Weit verbreitet ist solcher nur östlich von Jauer und im Senongebiet südlich von Bunzlau. Sonst walten Kiesmoränen und fluvioglaziale Schotter weitaus vor. Vereisenung der fluvioglazialen Schotter und Kiesmoränen ist sehr häufig, besonders deutlich im Gebiet der kleinen Glazialinsel bei Kreibau und östlich von Altenlohm. Vielfach sind z. B. am Gebirgsrande östlich von Goldberg einheimische Schotter weit verbreitet, die nur in ihren obersten Teilen eine geringe Beimengung von nordischem Material und zu oberst nicht selten Reste von Grundmoräne zeigen. Bei Jänowitz ist z. B. das Verkommen nordischer Geschiebe nur auf die obersten Teile der mächtigen Schotterakkumulate beschränkt. Je weiter man nach Osten geht, um so tiefer finden sich die ersten nordischen Gerölle. Nicht selten kann man in diesen oberen Teilen der einheimischen Schotter die Nähe des ehemaligen Eisrandes auch durch das reichliche Vorkommen von Tonklumpen beweisen, die nur in gefrorenem Zustand in diese verhältnismäßig groben Absätze bewegten Wassers geraten sein können. Die nahen Beziehungen einheimischer Schotter zu den eckigkörnigen Quarzschottern des Pliozäns wurden schon auf S. 16 hervorgehoben.

Einheimische Schotter treten noch einmal südlich von Greulich am Nordrande einer Insel von Glazialdiluvium aber in der Höhe der Hauptterrassenfläche auf. Ob es sich dabei um denudierten präglazialen Untergrund handelt oder um Präglazialmaterial, das zur Hauptterrassenzeit hierhin verschleppt wurde, läßt sich ohne tiefere Brunnenbohrungen, die hier völlig fehlen, nicht entscheiden.

Verschiedentlich sind in den Gegenden, die wir hier als älteres Glazialdiluvium bezeichnen, Endmoränen beschrieben worden. Diese Bezeichnung ist aber in allen Fällen nur sehr bedingt richtig. Das Glazialdiluvium am Sudetenrand ist sehr alt, wie wir sehen werden gehört es höchstwahrscheinlich der sogenannten Elstervereisung an und es ist von vornherein unwahrscheinlich,

daß wall- und hügelförmige Aufschüttungen, die sich einst vor der Stirn des Inlandeises aus lockeren Akkumulaten aufbauten, noch bis jetzt erhalten geblieben sind. Zeigt sich doch, daß mehr als 100 m tiefe Schluchten in festem Felsgestein (Sattlerschlucht des Bober, Queistal bei Goldentraum) nachweislich seit Rückzug des Inlandeises erodiert worden sind, wie Verfasser (29) verschiedentlich betonte. Selbst die schönste „Endmoräne", die wir am Sudetenrand kennen, die von Olbricht (30) beschriebene Kieslingwalder, verdient diesen Namen nicht mit vollem Recht. Die Spezialaufnahmen im Westteil des Blattes Lauban, die Verfasser gemeinsam mit dem leider allzu früh verstorbenen Dr. A. Geller durchführte, zeigten, daß viele Einzelheiten in der inneren Struktur der gewaltigen Schottermassen dieser Endmoränen sich nicht erklären lassen, wenn man annimmt, daß die jetzige äußere Form noch einen vor dem Eisrand aufgeschütteten Wall bildet. Immer wieder findet man an den höchsten Punkten statt Kuppenformen horizontale Ebenheiten und in den Sandgruben horizontale Schichten von feinsandigen und tonigen Sedimenten, die nur in allseitig umschlossenen relativ ruhigen Wasserbecken abgesetzt sein können, aber jetzt frei in die Luft hinausstreichen und uns dadurch anzeigen, daß die jetzigen Berghänge nicht durch fluvioglaziale Akkumulation sondern durch postglaziale Erosion entstanden sind.

Andererseits zeigt aber der „Kieslingswalder Höhenzug" sehr starke Mächtigkeiten des Diluviums, Reichtum an großen Blöcken, vielfache Steilstellung der Schichten durch örtliche Aufpressung und in der Mehrzahl der Aufschlüsse den typischen unregelmäßigen Aufbau eisrandnaher Sedimente. Es hat also hier in der Gegend früher einmal eine Endmoräne bestanden, nur haben die jetzigen Oberflächenformen des Bergzuges nichts mehr mit ihr zu tun. Man könnte nun den Einwand erheben, es sei denn also ein „Zufall", daß der Kieslingswalder Höhenzug ungefähr einer alten Endmoräne entspricht, und dies sei doch ein sehr seltsamer Zufall. Wenn wir uns jedoch den Vorgang der nordischen Vereisung in den Sudeten so vorstellen, wie Verfasser (29) das in seinem obengenannten Aufsatz auseinandersetzte, so wird dieser seltsame Zufall leicht erklärt. Vieles berechtigt uns anzunehmen, daß unmittelbar nach dem Rückzug des Inlandeises aus den Vorbergen der Sudeten alle ehemaligen Oberflächenformen durch glaziale Aufschüttungen verdeckt und eingeebnet gewesen sind. Über diese sanft gegen Norden geneigte Sand- und Schotterebene pendelten die Flüsse ziemlich systemlos in großen Windungen, die sich dann bei fortschreitender Erosion als epigenetische Täler in das unterlagernde Gebirge eingruben. Über der Sand- und Schotter-Ebene erhoben sich aber die Endmoränen, den Stillstandslagen des Eises folgend, als steile oder flache Wälle. Sie bildeten in der ersten Zeit die natürlichen Wasserscheiden für das neu entstehende Flußsystem, dessen Verlauf sich dann auf das jetzige Flußsystem vererbte. Kein Wunder also, wenn gerade die jetzigen höchsten Hügelwellen, die Wasserscheiden, die von der Erosion noch nicht ganz zerstört werden konnten, ungefähr dem Verlaufe alter Endmoränen entsprechen.

Das gleiche, was von der Kieslingswalder Endmoräne gilt, muß übrigens auch von den gewaltigen Sand- und Schotteraufschüttungen nördlich und nordwestlich der Stadt Greiffenberg gesagt werden, die das ursprüngliche Ölsetal abriegelten und den Queis, ursprünglich einen starken südlichen Nebenfluß der Ölse, zwangen seinen Lauf über Goldentraum zu nehmen. Auch diese Akkumulate sind keine Endmoräne, wie das der Verfasser (29) noch

im Jahre 1928 darstellte. Horizontal geschichtete, in die Luft hinausstreichende Beckentone und Ebenheit der höchsten Stellen der Aufschüttung sind auch hier auffällig. Aber auch hier zeigen Moränenstrukturen und eisrandnahe Bildung einzelner Schotterbänke, daß diese gewaltigen Akkumulate ungefähr mit der Lage einer Endmoräne zusammenfallen müssen.

Ganz analog steht es nun mit dem gewaltigen Höhenzug südlich von Kaiserswaldau, den K. Keilhack (31) als Kaiserswaldauer Endmoräne bezeichnete. Auch hier ist horizontale Schichtung weit verbreitet, auch hier ist die Hochfläche nicht kuppig, sondern überraschend horizontal und setzt sich südwärts unmittelbar in die gegen den Gröditzberg sanft ansteigende Glazialhochfläche fort. Die jetzige Form des „Kaiserswaldauer Höhenzuges" ist durchaus die eines söllerförmig nach Norden vorspringenden Erosionsrestes glazialer Aufschüttung und nur die überraschend große Mächtigkeit dieser Aufschüttung läßt vermuten, daß hier einmal eine wahrscheinlich ganz anders gerichtete Endmoräne aufgeschüttet worden war. Ganz in der Tiefe der Aufschüttung findet sich bei der Nieder-Liebichauer Froschmühle Grundmoräne. Die Akkumulate stammen also aus der Zeit des Eisrückzuges und wurden wohl in einem Becken zwischen dem Gebirgsrand und einer weiter nördlich gelegenen Stillstandslage (Tertiäraufpressungen bei Lichtenwaldau, Aslau und Altenlohm?) aufgehäuft.[4]) Auffällig ist die große Höhenlage der Oberfläche des Kaiserswaldauer Höhenzuges in einem Ostwestprofil, die sich wiederspiegelt in einer großen Höhenlage der nördlich davon liegenden Oberen Terrasse, die sich bei Martinwaldau und Kreibau bis ± 190 m Seehöhe erhebt, während sie weiter östlich, südlich von Haynau, nur wenig über 170 m Seehöhe erreicht. Es scheint nicht ganz ausgeschlossen, daß hier eine postglaziale Hebung (jünger als die Obere Terrasse) das ganze Gebiet zwischen Bunzlau und Haynau, also ein Gebiet von 25 km Ostwesterstreckung in flachem Buckel um 20 m herausgehoben hat.

Eine Erosionsform ist auch die Endmoräne von Tschentschel, die O. Tietze (32) auf Bl. Wahlstatt angibt. Auch hier handelt es sich um gewaltige, aber im wesentlichen horizontal geschichtete Aufschotterungen zwischen dem Gneis von Groß-Wandriß und einer weiter nördlich gelegenen Stillstandslage des Eises. Eine gewisse Moränenstruktur zeigt nur die Kiesgrube nahe nördlich vom Westende des Dorfes Tschentschel. Durch die Erosion der Senke von Klemmerwitz, einer südostwärts gestreckten Bucht der Talsandterrasse, hat diese Aufschüttung einen sehr imposanten Nordrand erlangt, nach Süden erhebt sie sich aber nur ganz wenig über die in geringer Tiefe von Schiefern unterlagerte Hochfläche von Tschentschel.

Reine Erosionsbildung ist dann weiter nördlich der von Tietze (8) ebenfalls als Endmoräne aufgefaßte Ostwestwall südlich von Kunitz. Er besteht im wesentlichen aus Tertiärton, ist aber ganz eben und nur mit einer Kappe von Diluvialschottern bedeckt. Seine Hochfläche setzt sich jenseits des Katzbachtales in den ebenfalls über Tertiär liegenden Flächen von Pohlschildern und Bienowitz, südwärts in das Terrassenniveau von Kaltenhaus und Seifersdorf fort.

---

[4]) Bei Rosenthal findet man die deutliche nordwestliche Fortsetzung der mächtigen Aufschüttungen dieser sog. Kaiserwaldauer Endmoräne.

Jungglazial

In auffälligstem Gegensatz zu diesen Erosionsformen im Gebiet des Altglazials stehen nun im Norden zwei junge, schon in der Literatur bei Knothe (33) nach Keilhack (31) angegebene Endmoränen. In schönem Bogen schwingt sich die eine um Kotzenau und Braunau herum. Von Weissig über Bahnhof Dohna zieht sie zum Viebig-Berg bei Lerchenborn und von dort in zwei parallelen Zügen nordwärts, eine Vorstaffel über die Höhe südlich von Oberau, die Hauptstaffel über den Heuschreckenberg, Spitzigen Berg und Eichberg östlich von Gläsersdorf. Hier handelt es sich um echte Endmoränen mit großen Blockmengen mit vorgelagerten Sanden, mit dahinter liegender flachkuppiger Grundmoränenlandschaft, die viel Geschiebelehm, mehrfach aufgepreßtes Tertiär, teilweise aber auch horizontale Schotter („Decksande") zeigt, und weiterhin von Alluvionen überdeckt wird. Ganz jugendlich ist die Endmoräne allerdings nicht, mehrfach ist sie schon etwas zertalt und vom Kalten Bach bei Lerchenborn durch rückschreitende Erosion fast durchschnitten.

In der Vorstaffel südlich Oberau sind altglaziale Sedimente aus dem Untergrunde in fast senkrechter Schichtenstellung aufgepreßt. Aufpressung ist es vielleicht auch, daß vor dem Westflügel sowohl bei Hinterheide als nordwestlich von Weissig vielfach Glazialdiluvium ganz flach unter dem Talsand liegt, so daß hier am Ostrande der Heide große Blöcke und grobe Schotter vielfach vorkommen, die in den mittleren Partien bei Ober-Leschen usw. gänzlich fehlen.

Im einzelnen sei über das eben umrissene Jungglazialgebiet noch folgendes erwähnt. Auffällig sind im Gebiete der Kotzenauer Grundmoräne ganz flache Dünenrücken im Decksandgebiet südlich Kotzenau bei Kriegheide und weiter nördlich zwischen den weiten Alluvionen bei Heinzendorf. Sie beweisen uns, daß die dortigen Alluvionen, die als südliche Ausläufer des Sprottebruches anzusehen sind, nur ganz flach in den Decksand der Grundmoräne eingesenkt sind, fast in dieser Decksandebene selbst liegen.

Von Norden legt sich dann über den Kotzenauer Lobus girlandenförmig der Raudtener Lobus, der sich von Polkwitz über Koslitz und Mlitsch erstreckt und am Odertal endet. Er wird seinerseits wieder von einem bogenförmigen Höhenzug abgelöst, der sich auf dem Blatt Glogau (1:200 000) über Arnsdorf und Golschwitz—Bansau gegen Hermsdorf zieht, und sich dort an das Dalkau—Hermsdorfer Katzengebirge anschließt, welches durch die jüngstdiluviale Erosionsbucht des Odertales zwischen Gramschütz und Hochkirch abgeschnitten wird. Die Endmoräne des Raudtener Lobus ist noch viel gewaltiger und schöner entwickelt als die des Kotzenauer Lobus. Ein Kranz von steilstehenden Tertiäraufpressungen zieht sich an ihrem Südrand entlang und mit reichlichster Blockbestreuung gipfelt sie bei Eisenmost in 224 m Höhe.

Dennoch gehört auch dieses Endmoränensystem noch nicht zur jüngsten (Weichsel-)Vereisung, wie schon O. Tietze (34) überzeugend dargetan hat. Deren Gelände beginnt erst mit dem Gebiet der Rinnenseen bei Carolath und nördlich von Grünberg.

Das Jungglazial unseres Gebietes muß also noch zumindest um ein Stadium älter sein als die Weichselvereisung, und wir möchten sie daher dem Warthestadium, das sich jetzt mehr und mehr als eine recht selbständige Staffel der letzten Eiszeit offenbart, zuweisen. Nun kann man aber be-

obachten, daß die Sander der Kotzenauer Endmoräne ganz ohne scharfe Grenze in den Talsand der Niederschlesischen Heide übergehen. Hierdurch wird der 10 m-Terrasse, die ja, wie wir sehen, ihrerseits in den Talsand übergeht, das Alter des Warthestadiums zugewiesen.

Zwischen das Altglaziale Höhendiluvium des Gebirgsrandes und die Mittelterrasse schiebt sich aber unsere „Obere Terrasse" ein, die sicherlich einer großen klimatischen Umwälzung entspricht, so daß wir sie mit der Saalevereisung in Beziehung setzen möchten und damit die Vereisung des Gebirgsrandes der Elstereiszeit zuweisen werden.

Glazialbildungen der Saaleeiszeit fehlen also in unserem Gebiet. Der Südrand der Saalevereisung lag vermutlich weiter nördlich als derjenige der Warthevereisung. Die Saale-Moränen verbergen sich unter den Warthe-Moränen.

O. Tietze (8, 32) hat seine Pseudoendmoränen bei Kunitz und Tschentschel der Saalevereisung zugewiesen, was nach dem damaligen Stand unserer Kenntnis durchaus berechtigt scheinen konnte. Wir sehen aber, daß hier gar keine Endmoränen vorliegen, sondern Erosionsformen im älteren Glazial und in der Oberen Terrasse (die auch wir als Terrasse der Saaleeiszeit ansehen).

Nun finden sich im Nordosten des Blattes Kunitz im Oberen Terrassengebiet nördlich des unteren Katzbachtales auf Tietze's Karte glaziale Bildungen eingetragen, von denen wir natürlich nicht beweisen können, ob es vom Katzbachtal abgeschnittene Reste der Elstervereisung des Gebirgsrandes sind oder Spuren der Saalevereisung, die hier soeben noch unter den Endmoränen des Warthestadiums hervortreten. Tietze hat verschiedentlich unter der Lößdecke Geschiebelehm kartiert und weiter nördlich bei Gugelwitz, am Südrande des Blattes Lüben, sowie weiter westlich, findet man viel große Blöcke, die beweisen, daß hier die Terrassenschotter wieder ganz geringmächtig sind, und daß wohl durch Erosion ein darunter liegendes Glazialdiluvium im wesentlichen bloßgelegt ist (vgl. S. 18). Dies könnte der Saalevereisung zugehören, doch ist zu bedenken, daß die Sandgrube nördlich vom Orte Gugelwitz sandige einheimische wohlgeschichtete Schotter führt, daß also hier bereits Präglazial unter dem Glazial liegt. (Das würde allerdings noch nicht beweisen, daß das Glazial der ältesten Eiszeit angehört, deren Bildungen ja vorher weggewaschen sein könnten.)

Endlich sei zur Altersfrage noch bemerkt, daß es nicht ganz sicher bewiesen ist, daß das Glazialdiluvium der Gegend von Jauer und Wahlstatt derselben Vereisung angehört wie das Glazialdiluvium auf den Höhen des Boberkatzbachgebirges. Man hat nämlich östlich von Jauer Andeutungen dafür gefunden, daß der dortige Geschiebelehm von einem noch älteren unterlagert wird. Sollten das wirklich zwei verschiedene Vereisungen sein, so könnte man sich das vielleicht so erklären, daß die Saalevereisung doch östlich von Liegnitz südwärts bis an den Gebirgsrand vorstieß. Dann müßte aber das Glazialplateau von Tschentschel und Wahlstatt nur wenig älter sein wie die Obere Terrasse von Kalthaus und Seifersdorf und ihre weiter nördlich gelegen Teile, die wir ja auch der Saaleeiszeit zurechnen; und das ist wohl recht unwahrscheinlich.

Alluvium

In dem hier beschriebenen Gebiet besteht ein auffallender Unterschied zwischen den Formen des Alluviums, das im Westen scharfe schmale Rinnen, im Osten flache weite Becken bildet. Es hängt dies im wesentlichen damit zusammen, daß zumal im Gebiet des Schwarzwassers das Tertiär ganz flach unter der 10 m-Terrasse liegt, mit anderen Worten, daß das Schwarzwassertal in der Zeit vor der 10 m-Terrasse im Gegensatz zu Bober, Queis und Neiße noch nicht bis unter die jetzige Talsohle eingetieft war (vgl. S. 16). Die 10 m-Terrassenschotter liegen hier in geringer Mächtigkeit auf dem Tertiär und wurden im Alluvium und Jüngstglazial auf weite Flächen ausgeräumt, ohne daß das Schwarzwasser (hier nahe seinem Talanfang noch wasserarm) fähig gewesen wäre, nennenswert in den zähen Tertiärton sich einzuschneiden. Im weiteren Sinne handelt es sich also hier um „beckenförmige Alluvialformen der Talanfänge".

In noch höherem Maße gilt dies von den weiten Talauen im Innern des Kotzenauer Endmoränenbogens. Hier ist die Erosionsbasis der nordwärts abfließenden Bäche durch das unweit gelegene Sprottebruch gegeben, wodurch eine weitere Eintiefung verhindert und eine flächenhafte Erosion verursacht wird. Die geologische Bedingtheit des Sprottebruches läßt sich aber nur durch die Kartierung im Südteil des Blattes Glogau 1:200 000 klären. Wahrscheinlich spielt auch hier relativ flache und ebene Lage der Tertiäroberfläche eine entscheidende Rolle.

Eine ganz flache Aufwölbung zwischen den Alluvionen des Herzogswaldauer Baches und dem nördlich parallel laufenden Teil des Lübener Wassers ist als „Altalluvium" aufzufassen. Sie geht stromaufwärts ohne scharfe Grenze in die 10 m-Terrassenfläche über, und bildet einen halb denudierten „Riedel" der 10 m-Terrasse zwischen den beiden Alluvionen.

Abgeschlossen den 15. Februar 1935

Erwähnte Literatur

1. E. Zimmermann: Geol. Spezialkarte von Preußen, Bl. Schönau m. Erl. — 1915.
2. Rud. u. E. Richter: Eine cambrische Fauna im Niederschlesischen Schiefergebirge. — Centralbl. f. Min. etc. 1923, S. 730.
3. M. Schwarzbach: Das Cambrium der Oberlausitz. — Abh. Natf. Ges. Görlitz, Bd. 32, H. 2 (1933), S. 7.
4. F. Dahlgrün: Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 1934. S. 385.
— E. Bederke: Probleme der Sudetengeologie. — Schles. Ges. f. vaterl. Kult., Bd. 105 (1933), S. 191—193.
5. K. Pietzsch: Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 1909. Abh. S. 36.
6. Beyrich u. a.: Geognostische Karte vom Niederschlesischen Gebirge. — 1867.
7. J. Roth: Erläuterungen zur Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge. — Berlin 1867.
8. O. Tietze: Geologische Spezialkarte von Preußen, Bl. Kunitz, m. Eerl. — 1924.
9. L. v. zur Mühlen: Geologische Spezialkarte von Preußen, Bl. Striegau, Ingramsdorf, Mörschelwitz, m. Erl. — 1921.

10. H. Scupin: Die nordsudetische Dyas. — Berlin (Borntraeger) 1931.
11. —: Zur Stratigraphie und Tektonik der nordsudetischen Kreide. — Abh. natf. Ges. Görlitz, 1933. S. 73.
12. F. Noetling: Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 1880. S. 300.
13. H. Scupin: Der Buntsandstein der Nordsudeten. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 1933. S. 161.
14. G. Gürich: Bericht über die geologischen Aufschlüsse an der Bahnlinie Siegersdorf—Lorenzdorf. — Jb. K. Preuß. Geol. L.-A., 1901. S. 433.
15. G. Williger: Die Löwenberger Kreidemulde. — Jb. K. Preuß. Geol. L.-A., 1881. S. 55.
16. H. Scupin: Geologischer Führer durch die Nordsudeten. — Berlin 1932.
17. —: Die Löwenberger Kreide. — Paläontographica, Supl. Bd. VI. 1913.
18. R. H. Göppert: Über die Braunkohlen-Ablagerung zu Hennersdorf bei Jauer. — Schles. Ges. vat. Cultur, Bd. 35 (1857), S. 24.
19. K. Keilhack: Die Glassande von Hohenbocka. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. 1919. S. 177.
20. B. Kühn u. G. Berg: Erläuterungen zu Bl. Naumburg a. Queis. — Im Druck.
21. W. Gothan: Die neuen Funde in der Braunkohlenflora der Niederlausitz. — Braunkohle, 1933. S. 465.
22. K. Priemel: Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. — Z. Berg- u. Hüttenwes., 1907. S. 55.
23. H. B. Geinitz: *Cycadospermum schmidtianum* aus Braunkohlen des Überquaders von Ullersdorf. — N. Jb. f. Min., 1879. S. 113.
24. F. Illner: Die Braunkohlenvorkommen in der Oberlausitz und in Niederschlesien. — Abh. Natf. Ges. Görlitz, Bd. 32, S. 65.
25. K. Pietzsch: Die Braunkohlenvorräte des Freistaates Sachsen. — Braunkohle, H. 45. 1920.
26. G. Berg: Über die petrographische Entwicklung des schlesischen Miocäns. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 1903. S. 55.
27. A. Jentzsch: Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. — Jb. K. Preuß. Geol. L.-A., 1910/I. S. 192.
28. E. Zimmermann II: Geol. Karte der Umgebung der Landwirtschaftsschule Liegnitz, m. Erl. — 1934.
29. G. Berg: Einige grundsätzliche Bemerkungen zu den Erscheinungen der nordischen Vereisung am Sudetenrande. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. 1928. S. 271.
30. K. Olbricht: Die Eiszeit in Schlesien mit bes. Berücksichtigung vorgeschichtlicher Fragen. — Altschlesien, Bd. 2, H. 1, S. 1.
31. K. Keilhack: Endmoränen in Niederschlesien. — Jb. K. Preuß. Geol. L.-A., 1918/I, S. 41.
32. O. Tietze: Geologische Spezialkarte von Preußen, Bl. Wahlstatt, m. Erl. — 1924.
33. H. Knothe: Die Niederschlesisch-Lausitzer Heide. — Beitr. z. schles. Landesk., Breslau (F. Hirt) 1925. S. 115.
34. O. Tietze: Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — Geol. Rdsch., Bd. 7, S. 110.

Urschrift eingegangen am 15. Februar 1935
Druckauftrag erteilt am 8. November 1935

Die Foraminiferen im Zechstein des östlichen Thüringen

Von Richard Paalzow in Nürnberg

Hierzu Tafel 3—5

Nach allen älteren Autoren scheint die Zechsteinformation sehr arm an verschiedenen Foraminiferenarten zu sein, trotzdem in manchen Schichten ein großer Individuenreichtum festzustellen ist. Die Ursache dieser scheinbaren Artenarmut dürfte ausschließlich auf die Art und Weise zurückzuführen sein, in der die älteren Autoren die Foraminiferengehäuse untersuchten. Früher hatten die Forscher immer nur die im Gestein eingebetteten Gehäuse mit der Lupe untersucht. Daß dabei auch große Fehler in der Bestimmung mit unterliefen, läßt sich leicht annehmen, da die Gehäuse vielfach mindestens teilweise von dem umgebenden Gestein bedeckt waren und dadurch eine genauere Bestimmung unmöglich machten.

Die älteste, mir bekannte Beschreibung von Foraminiferen-Funden aus dem Zechstein Deutschlands stammt von unserem Altmeister in der Foraminiferenkunde E. A. Reuss. In einer kleinen Abhandlung beschrieb Reuss (1853) eine Foraminiferen-Art als *Nodosaria geinitzi*, unsere *Spandelinoides geinitzi*, die sich angeblich als Seltenheit im Zechstein von Bleichenbach und Selters in der Wetterau findet.

Einen größeren Formenreichtum hat E. E. Schmid (1867) nachgewiesen. Er stellte seine Funde zu *Nodosaria* und *Dentalina*. Dazu kommt noch die von ihm beschriebene *Serpula filum*, die besser zu der Foraminiferen-Gattung *Hyperammina* gestellt wird, und *Serpula rösleri*, die nach dem Bau ihrer Schale die Zugehörigkeit zu *Ammodiscus* verrät.

In Thüringen arbeitete Reinh. Richter in Saalfeld (1855, S. 532, Taf. 26). Später lieferte Geinitz (1861, S. 121 u. 122, Taf. 20) eine Zusammenstellung der bis dahin beschriebenen Foraminiferen-Gehäuse.

1898 veröffentlichte Spandel das Resultat seiner Forschungen in einer vorläufigen Mitteilung. Zum ersten Mal war durch Spandel schlämmbares Zechsteinmaterial geschlämmt worden; dadurch gewann die Foraminiferenfauna des Thüringer Zechsteins ein ganz neues Bild. Spandel hatte in seiner Abhandlung versprochen, die gesamte Zechstein-Foraminiferenfauna Deutschlands eingehend zu bearbeiten. Leider entriß der Tod den im besten Mannesalter stehenden Forscher seinen Arbeiten. Wenn ich nun den Versuch mache, mich dieser Arbeit zu unterziehen, ist es zugleich auch ein Akt der Pietät. Leider standen mir die Originalpräparate Spandel's nicht zur Verfügung. Ich war daher auf eigene Aufsammlungen und auf das Material angewiesen, das mir die Preußische Geologische Landesanstalt in dankenswerter Weise zur Untersuchung überließ. Durch die Unmöglichkeit, die Spandel'schen Präparate zum Vergleich zu benutzen, ist die engere Begrenzung meiner Arbeit, die sich auf Ostthüringen beschränkt, bedingt, und ebenso sind daraus die Abweichungen zu erklären, die meine Arbeit zu der von Spandel zeigt.

In England lieferte bereits 1850 Jones (King 1850, S. 17, Taf. 6) wertvolle Beiträge zur monographischen Darstellung permischer Fossilien. Brady gab dann 1876 eine umfassende Beschreibung der bis dahin bekannten Foraminiferen-Gehäuse aus den karbonischen und permischen Ablagerungen Englands, wobei er auch die bis dahin in Deutschland erschienenen Arbeiten berücksichtigte.

In Australien fanden die permokarbonischen Foraminiferen in Chapman & Howchin vorzügliche Darsteller, die das Resultat ihrer Aufsammlungen aus den permokarbonen Kalken von Neu-Südwales 1905 veröffentlichten.

In Amerika verdanken wir über die Foraminiferen des Perms zunächst E. Spandel eine Abhandlung, die 1901 erschien. Es zeugt von dem großen Formensinn des Verfassers, daß er nur nach Querschnittsbildern auf Dünnschliffen die äußere Form der Foraminiferengehäuse feststellen und beschreiben konnte.

In neuester Zeit haben besonders Cushman & Waters die permischen Ablagerungen von Texas in den Bereich ihrer Forschungen gezogen. Zuerst (1928 a) beschrieben sie eine Anzahl Foraminiferen-Gehäuse, die aus dem von Waters gesammelten Material entstammten. In dem gleichen Jahr erschien von denselben Forschern (1928 b) eine Abhandlung, in der sie die Gattung *Spandelina* und *Spandelinoides* aufstellten, die charakteristischen Eigenschaften von ihnen beschrieben und die Unterschiede von den ähnlichen Gehäusen der Lageninen-Gruppe, *Lingulina*, *Frondicularia* und *Nodosaria* klarstellten.

1930 veröffentlichten dann die beiden Gelehrten eine interessante Fauna, die hauptsächlich sandschalige Foraminiferen enthält, denen noch ein paar Gattungen mit porzellanartig-kalkigen Gehäusen zugesellt sind.

Das mir aus dem Geologischen Landesmuseum anvertraute Material besteht zum größten Teil aus Handstücken des dunklen bituminösen Kalkes des Unteren Zechsteins, die als Belegstücke zu den geologischen Karten Gera, Neustadt a. Orla, Ziegenrück und Saalfeld gesammelt wurden, und die in großer Zahl Querschnitte von *Glomospira pusilla* Geinitz (Taf. 3, Fig. 10) enthielten. Selten sind dagegen ganze Exemplare aus dem Gestein ausgewittert (Taf. 3, Fig. 9).

Aus dem gleichen Museum stammt auch eine Anzahl von Originalen Reinh. Richter's. Diese von Richter gesammelten Foraminiferen befinden sich sämtlich auf kleinen Fragmenten des dunklen Kalkes aus dem Unteren Zechstein, auf denen sie meist nur als Abdruck, seltener auch als noch gefüllte Fossilien erhalten sind.

Es bleibt mir nur noch übrig, einige Worte über die Verarbeitung und das Schlämmen des Materials zu sagen. Die den Kalken des Unteren Zechsteins stets ein- oder aufgelagerten Tonmergel lassen sich ohne weiteres, eventuell nach vorherigem Kochen mit Soda, schlämmen. Die Kalkknollen, die in dem Knollenzechstein von Gera lagern, und die diesem ihren Namen gegeben haben, sind stets mit einer mehr oder minder mächtigen Verwitterungsrinde umgeben. Mit einer vierreihigen kräftigen Bürste, wie sie die Uhrmacher für ihre Arbeiten benötigen, wird diese Verwitterungsrinde in einer Schüssel mit Wasser abgebürstet, und der schlammige Rest in der üblichen Weise geschlämmt.

Die Foraminiferen sind am schönsten erhalten und am artenreichsten in dem Knollenzechstein von Gera. Dort finden sich die Gehäuse meist noch mit der Schale erhalten, während sich in den die dunklen Kalke des Unteren Zechsteins begleitenden Tonmergeln meist nur Steinkerne finden, die häufig wie angefressen aussehen. In dem Riffgestein, welches mir die geringste Anzahl von Foraminiferen geliefert hat, macht sich die Dolomitisierung des Gesteins sehr störend bemerkbar. Spandel zeigte mir jedoch seinerzeit einen Schlämmrückstand vom Galgenberg bei Ranis, der sich durch eine große Anzahl schön erhaltener Gehäuse auszeichnete. Wahrscheinlich war dieses Gestein noch kalkreicher und durch die Dolomitisierung wenig verändert.

Nicht versäumen möchte ich, auch an dieser Stelle Herrn Cushman in Sharon bei Boston, dessen 1928 entwickeltes System auch den Artbeschreibungen dieser Abhandlung zugrunde liegt, für die liebenswürdige Durchsicht des Manuskriptes zu danken. Ebenso sage ich meinen verbindlichsten Dank Fräulein Moore, gleichfalls in Sharon bei Boston, für die hübschen Zeichnungen der Foraminiferenschalen, die dieser Abhandlung beigegeben sind. Zu besonderem Dank bin ich noch der Preußischen Geologischen Landesanstalt verpflichtet, die mir nicht nur ihr Jahrbuch zur Veröffentlichung dieser Abhandlung zur Verfügung stellte, sondern die mir auch das reichliche Material aus dem Geologischen Landesmuseum zur Untersuchung zur Verfügung stellte.

Beschreibung der Arten

Hyperammina H. B. Brady

Gehäuse frei gewachsen, aus einer geschlossenen Anfangskammer und einer ungeteilten Röhre gebildet. Die Schale besteht aus Zement, der bei den verschiedenen Spezies der Menge nach wechselt, und aus Sandkörnchen. Die Öffnung wird durch das offene Ende der Röhre gebildet.

Hyperammina compressa nov. spec.

Taf. 3, Fig. 1 u. 2

Nicht selten finden sich im Knollenzechstein von Gera Fragmente, die annähernd gerade gewachsen sind. Die Stücke sind mehr oder weniger zusammengedrückt oder abgeflacht. Meist sind sie an beiden Enden oder durchgehend gleich breit (Fig. 1), doch besitze ich auch ein paar Exemplare, die sich nach dem einen Ende zu stark verjüngen (Fig. 2). Die Anfangskammer ist leider nicht erhalten, so daß die Röhrchen an beiden Enden offen sind. Die Schale besteht aus einem dichten Zement, in dem feine Sandkörnchen derart eingebettet sind, daß die Schale einen glatten und glänzenden Eindruck macht. Stellenweise ist die Schale unregelmäßig eingeschnürt oder gerunzelt. Typus der Art ist Fig. 1.

Fig. 1 mißt bei 1 mm Länge etwa 0,25 mm an den beiden Enden. Fig. 2 ist bei 0,6 mm Länge an dem breiten Ende etwa 0,1 mm und an dem schmalen Ende 0,03 mm breit.

Adhaerentina nov. gen.

Das stets auf Fremdkörpern aufgewachsene Gehäuse besteht aus einer Anfangskammer, an die sich eine in verschiedener Weise gewundene Röhre

ansetzt. Die Mündung wird durch das freie Ende der Röhre gebildet. Die Schale besteht aus einem dichten Zement, in dem Sandkörnchen eingewachsen sind.

Einzige Art:

Adhaerentina permiana nov. gen. nov. spec.

Taf. 3, Fig. 3

Mir liegen ein paar auf Schalentrümmer aufsitzende Exemplare aus dem Knollenzechstein von Gera vor, bei denen die Röhre in verschiedener Weise gekrümmt, bei einem Stück selbst knäulförmig zusammengewunden ist. Die rauhe Schale besteht aus einem dichten Zement, in dem zahlreiche Sandkörnchen gewachsen sind, derart, daß die Sandkörnchen stellenweise die Hauptmasse des Materials zu bilden scheinen. Die Röhre selbst wächst ziemlich gleichmäßig und ist nach oben gerundet oder abgeflacht. Mein längstes Exemplar mißt über 2 mm bei einer Dicke der Röhre von 0,1 mm.

Ammodiscus Reuss

Freie, planospirale Gehäuse. Anfangskammer kugelig, an diese schließt sich eine zweite lange, röhrenförmige Kammer, die sich um die erste Kammer planospiral windet. Schale aus verkittetem, agglutiniertem Material gebildet. Oberfläche mehr oder weniger glatt. Öffnung durch das freie Ende der Röhre gebildet.

Ammodiscus rösleri (Schmid)

Taf. 3, Fig. 4

1867 *Serpula rösleri* Schmid, Zechsteinkalk von Selters, S. 582, Taf. 6, Fig. 46 u. 47.

1876 *Trochammina incerta* Brady, Carboniferous and Permian Foraminifera (nur zitiert), S. 71.

Relativ große, kräftige, nach der Mitte zu mehr oder weniger tief eingesenkte Scheibchen. Anfangskammer kugelig; die zweite röhrenförmige Kammer legt sich in regelmäßigen Windungen, ziemlich gleichmäßig wachsend, um diese. Der letzte, etwas erhöhte Umgang trägt an seinem freien Ende die Mündung. Meist ist die Röhre mit unregelmäßigen Einkerbungen versehen, die besonders beim letzten Umgang deutlich in Erscheinung treten. Die Schale besteht aus agglutinierten Körnchen, die durch ein reichliches Zement verkittet sind. Das gelb oder braun gefärbte Zement bildet die äußere Abgrenzung der Röhre derart, daß diese meist dicht erscheint. Der Durchmesser der Scheibchen beträgt gegen 1 mm, doch finden sich gelegentlich auch größere Stücke von mehr als 1½ mm Durchmesser.

Im Knollenzechstein von Gera ziemlich häufig.

Ammodiscus bradynus (Spandel)

Taf. 3, Fig. 5 u. 6

1898 *Trochammina bradyna* Spandel, Foraminiferen des deutschen Zechsteins, S. 3.

1876 *Trochammina incerta* Brady, Carboniferous and Permian Foraminifera, S. 71 (nur zitiert).

Spandel bezeichnete mit dem Namen *Trochammina bradyna* kleine, dünne, leicht zerbrechliche Scheibchen von etwa 0,5 mm Durchmesser. Die Schalen bestehen aus dicht verkitteten, weißen Kieselkörnchen, wodurch die Scheibchen meist einen glasartigen Glanz erhalten. Meist sind die Scheibchen rund, doch finden sich auch solche, die mehr in die Länge gezogen sind oder die einen elliptischen Umfang annehmen.

Häufig im Knollenzechstein von Gera, selten in den Productusschichten von Gera.

Ein von E. Spandel angefertigtes Trockenpräparat dieser Foraminifere liegt im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.

Glomospira Rzehak

Gehäuse frei. Eine kugelige Anfangskammer setzt sich fort in eine röhrenförmige zweite Kammer, die in verschiedener Weise um die erste Kammer gewunden ist. Die Schale besteht aus feinem sandigen Material, das mit reichlichem gelben oder braunen Zement verkittet ist. Die Mündung befindet sich am offenen Ende der Röhre.

Glomospira gordiformis (Spandel)

1898 *Ammodiscus gordiformis* Spandel, Foraminiferen des deutschen Zechsteins, S. 5.

Diese im Knollenzechstein von Gera recht häufige Foraminifere besteht aus einer feinsandigen Röhre, die sich um die Anfangskammer knäulförmig aufwickelt. Die Mündung befindet sich am freien Ende der Röhre. Größe etwa 0,5 bis 0,7 mm.

Diese Art weicht sowohl von der von Jones & Parker in Carpenter 1862, S. 141, Taf. 11, Fig. 4, abgebildeten *Trochammina gordialis* aus dem Jura, bei der die Aufwickelung der Röhre regelmäßig zu einem Zylinder oder Konus erfolgt und der letzte Teil der Röhre zurückgekrümmt ist und frei weiter wächst, als auch von der von Brady, 1876, S. 77, Taf. 3, Fig. 1—3 unter dem gleichen Namen beschriebenen und abgebildeten Art aus den karbonen Ablagerungen von England und Belgien recht erheblich ab. Diese Unterschiede sind schon von Spandel 1898 bemerkt worden. Er hat daher für die permische Art den obigen Namen vorgeschlagen.

Glomospira pusilla (Geinitz)

Taf. 3, Fig. 8—11

1848 *Serpula pusilla* Geinitz, Verstein. Zechstein, S. 6, Taf. 3, Fig. 3—6.

1861 *Serpula pusilla* Geinitz, Dyas, S. 39, Taf. 10, Fig. 15—21 und Taf. 12, Fig. 1. cet. excl.

1876 *Trochammina pusilla* Brady, Carboniferous and Permian Foraminifera, S. 78, Taf. 3, Fig. 4, 5.

Glomospira pusilla ist die häufigste und zugleich auch die am meisten in die Augen fallende Foraminifere der Zechsteinformation. Im Geolog. Landesmuseum in Berlin findet sich diese Art meist nur als Querschnitte erhalten in großer Anzahl auf den Belegstücken des Unteren Zechsteins zu den Kartenblättern Gera, Neustadt a. Orla, Ziegenrück und Saalfeld. Ebenso ist diese Art in der Sammlung Reinh. Richter des Geolog. Landesmuseums

zu Berlin durch Querschnitte reichlich vertreten, die sich durch ihre helle, meist weiße Farbe prächtig von dem dunklen Gestein abheben (Taf. 3, Fig. 10). Leider gestatten diese Querschnitte nicht, Beobachtungen über den Bau der Schale zu machen.

Ich fand diese Art sehr häufig im Knollenzechstein von Gera, häufig in den Productusschichten von Gera und im Riffzechstein von Pößneck.

Glomospira milioloides (Jones, Parker & Kirkby)

Taf. 3, Fig. 12

1869 *Trochammina milioloides* Jones, Parker & Kirkby, S. 309, Taf. 13, Fig. 9—14.

1876 *Trochammina milioloides* Brady, Carboniferous and Permian Foraminifera, S. 79, Taf. 3, Fig. 11—15.

Unter den zahlreichen Exemplaren von *Glomospira pusilla* finden sich immer einige Stücke, die durch ihre flache Form völlig der *Glomospira milioloides* entsprechen, wie sie z. B. Brady (1876) abgebildet hat. Die wenig zahlreichen Windungen erfolgen in einer Ebene. Das Gehäuse ist länglich-oval und entspricht in der Größe demjenigen von *Glomospira pusilla*.

Das abgebildete Exemplar stammt aus dem Riffzechstein von Pößneck.

Ammobaculites Cushman

Gehäuse frei. Die älteren Kammern eine geschlossene Spirale bildend, die jüngeren in einzeiliger Reihe frei gewachsen. Mündung bei jüngeren spiralen Gehäusen an der Basis der jüngsten Kammer, dem vorhergehenden Umgang anliegend, bei älteren Gehäusen an der Spitze der jüngsten Kammer. Schale sandig mit einem chitinigen Bindemittel.

Ammobaculites eiseli (Spandel)

Taf. 3, Fig. 13—14

1898 *Haplophragmium eiseli* Spandel, Foraminiferen deutsch. Zechsteins, S. 6.

Bei gut erhaltenen Gehäusen besteht der spirale Teil nur aus einer Windung. In dem frei gewachsenen, gerade gestreckten, jüngeren Teil sind die Kammern kurz tonnenförmig, etwas nach außen gewölbt, breiter als hoch. Die Nähte sind wenig, doch deutlich eingesenkt, so daß die Kammern deutlich voneinander geschieden sind. Die jüngste Kammer ist zu einer stumpfen Spitze vorgewölbt, welche die kreisrunde Mündung trägt. Die Schale ist aus groben Sandkörnchen gebildet. Der Durchmesser des spiralen Teils beträgt etwa 0,3 bis 0,4 mm, der des gestreckten Teils etwa 0,5 bis 0,6 mm, so daß das ganze Gehäuse 1 mm erreichen und selbst übersteigen kann. Durch Gebirgsdruck ist das Gehäuse häufig mehr oder weniger zusammengedrückt, und die bezeichnenden Eigenschaften können dabei verschwinden. Zwischen den gut erhaltenen Gehäusen mit deutlich erkennbaren Kammern und den zusammengedrückten Stücken befinden sich jedoch alle nur möglichen Zwischenformen, so daß es unmöglich ist, sie voneinander zu trennen. Es ist ein Verdienst von Spandel, auf das Vorkommen dieser Gattung in den Zechsteinschichten aufmerksam gemacht zu haben. Spandel benannte diese Foraminifere nach dem durch seine geologischen und archäologischen Studien im östlichen Thüringen hochverdienten Forscher Eisel in Gera.

Brady (1876, S. 66, Taf. 8, Fig. 8 u. 9) hat aus dem Kohlenkalk von Grassington in Yorkshire als *Haplophragmium rectum* eine Foraminifere beschrieben, die einen ähnlichen Habitus besitzt, wie die Zechsteinformen, sich jedoch wesentlich von diesen, abgesehen von der geringeren Größe, durch die mehr zylindrische Form der Kammern und den Bau der Schale, die bei der karbonen Art feinsandig, fast glatt ist, unterscheidet.

Ammobaculites eiseli findet sich häufig im Knollenzechstein von Gera. Größe etwa ½ bis 1 mm.

Apterrinella Cushman & Waters

1928 Cushman & Waters, Cisco Foraminifera, S. 64, Taf. 9.

Gehäuse auf Fremdkörpern aufgewachsen, aus einer kugeligen Anfangskammer und einer röhrenförmigen zweiten Kammer bestehend, die mitunter mit wenigen Umgängen die Anfangskammer kreisförmig einschließt und weiterhin in mannigfacher Weise gekrümmt weiterwächst. Schale kalkig, dicht. Die Mündung ist durch das offene Ende der Röhre gebildet.

Apterinella pusilla (Geinitz)

Taf. 3, Fig. 15

1861 *Serpula pusilla* Geinitz, Dyas, S. 39, Taf. 10, Fig. 15—21.

Häufig finden sich im Riffzechstein auf Fremdkörpern, besonders den Stielgliedern von *Cyathocrinus* aufgewachsen, weiße röhrenförmige Gehäuse dieser Spezies, mitunter derart massenhaft auf der Unterlage, daß es aussieht, als sei sie mit einem weißen Gewürm bedeckt. Die Anfangskammer ist bei unserer Art knopfartig verdickt, doch wird sie häufig von dem röhrenförmigen Teil des Gehäuses mit ein oder ein paar Windungen kreisförmig umgeben, worauf die Röhre gerade oder in mannigfaltiger Weise gekrümmt weiterwächst. Die Mündung wird, der Art entsprechend, durch das freie Ende der Röhre gebildet. Die Röhre erreicht eine Länge von ein paar Millimetern bis zu ½ Zentimeter. Riffzechstein von Pößneck, häufig.

Cornuspira Schultze

Das Gehäuse besteht aus einer kugeligen Anfangskammer, um welche die zweite röhrenförmige Kammer regelmäßig aufgerollt ist. Die Schale ist kalkig und nicht porös.

Cornuspira spandeli nov. spec.

Taf. 3, Fig. 7

Ein kleines Gehäuse von 0,35 mm Durchmesser aus dem Riffzechstein von Pößneck stelle ich zu dieser Gattung. Das Gehäuse ist beiderseits mit einer callösen Masse bedeckt, die nur den letzten Umgang freiläßt; dieser ist hoch und schmal, nach außen etwas gerundet. Nur eine flache Naht trennt ihn von dem Rest des Gehäuses.

Geinitzina Spandel

Spandel (1898, S. 7), dem wir zum ersten Male eine Diagnose der bisher fälschlicherweise immer zur *Textularia* gestellten Gattung verdanken, beschreibt sie wie folgt: „Kammern an gerader Achse aufgereiht, allgemeine Form keilförmig zusammengedrückt, auf den Breitseiten mit in der Achsen-

richtung verlaufender Depression, so daß die Kammern im Querschnitt Sandalenform erhalten. Kammer-Oberfläche (Deckel) leicht gewölbt, häufig jedoch von der Schmalseite aus nach der Mitte eingesenkt. Mündung spaltförmig. Embryonalkammer kugelig." Hierzu ist noch zu bemerken, daß die Mündung in der Mitte der jüngsten Kammer sich unmittelbar in der Schalenmasse befindet, und daß die Schalenmasse, zum mindesten bei den Thüringer Exemplaren, kalkig-feinporös ist.

Spandel hatte für die Gattung zuerst den Namen *Geinitzella* vorgeschlagen, änderte jedoch später (1901, S. 189) den Namen in *Geinitzina* um.

Spandel stellte die Gattung zu den Lageninen, also zu den kalkig-feinporösen Foraminiferen. In gleicher Weise stellte auch Chapman (1905, S. 16) die von ihm gefundenen Geinitzinen zu den Lageninen.

Cushman (1928, S. 119) dagegen stellte die Gattung zu den Sandschalern, und Cushman & Waters (1928 a, S. 63, Taf. 8, Fig. 6 a u. b) beschrieben die Schalen ihrer *Geinitzina ciscoensis* als fein-sandig. Es ist daher anzunehmen, daß bei dieser noch sehr tief stehenden Foraminifere neben kalkigporösen Formen auch solche mit sandiger Schale vorkommen.

Geinitzina cuneiformis (Jones)

Taf. 3, Fig. 16—24

1850 *Textularia cuneiformis* Jones in King's Monogr. perm. Fossils, S. 8, Taf. 6, Fig. 6.

Diese Art, nach der Spandel seine Gattung aufgestellt hatte, zeigt deren Charaktere in vorzüglicher Weise, so daß sich eine besondere Beschreibung erübrigt. Die Länge beträgt bis über 1 mm, die Breite der jüngsten Kammer etwa 0,4 mm.

Gut lassen sich bei dieser Art die beiden dimorphen Abänderungen erkennen. Bei der megasphären Form (Taf. 3, Fig. 16) bilden nur die älteren Kammern ein Dreieck, während die jüngeren Kammern annähernd parallel weiter wachsen. Spandel (1898) hat diese Form als *Geinitzella cuneiformis* in seiner Abb. 3 dargestellt. Die mikrosphäre Form (Taf. 3, Fig. 17), die Spandel als *Geinitzella acuta* beschrieben und mit Abb. 4 dargestellt hat, ist dagegen rein dreieckig.

Brady (1876, S. 133, Taf. 10, Fig. 20—22) beschrieb die gleiche Foraminifere als *Textularia jonesi;* Fig. 22 stellt ein normales megasphäres und Fig. 21 ein mikrosphäres Exemplar dar. Auch Fig. 20 ist wohl nur ein mikrosphäres Gehäuse, bei dem die Anfangskammern verdeckt sind.

Taf. 3, Fig. 24 stellt ein megasphäres Gehäuse aus dem Balsampräparat E. Spandel's jetzt im Geolog. Landesmuseum zu Berlin dar. In demselben Museum liegen Stücke der Sammlung Reinh. Richter. Dieser hat, dem damals üblichen Brauch folgend, die mikrosphären Gehäuse (Taf. 3, Fig. 21) als *Textularia cuneiformis* und die megasphären Gehäuse (Taf. 3, Fig. 22—23) als *Textularia triticum* bezeichnet.

Häufig und verbreitet. Productusschicht von Gera. Knollenzechstein von Gera (sehr häufig), Unterer Zechstein und Zechsteinriff von Pößneck.

Geinitzina kirkbyi (Richter)

Taf. 4, Fig. 1

1861 *Nodosaria kirkbyi* Richter in Geinitz, S. 121, Taf. 20, Fig. 30.

Gehäuse gegen die Anfangskammer gleichmäßig verschmälert, im Querschnitt annähernd rechteckig. Seiten gerundet. In der Mitte der Breitseiten läuft jederseits eine schmale, linienförmige Rinne in der Längsrichtung des Gehäuses. Schon Richter hat diese Rinne erkannt und sagt darüber: „Alle bis jetzt aufgefundenen Exemplare sind in der Medianebene gespalten." Zu beiden Seiten der Rinne befinden sich zwischen den Nähten birnförmige Anschwellungen, die nach vorn und der Mittellinie zu gerichtet sind. Nähte gerade. Anfangskammer kugelig. Endkammer nach vorn gewölbt und verjüngt. Die spaltförmige Mündung der Endkammer unmittelbar aufliegend.

Die Länge der Gehäuse beträgt bis zu 1 mm. Selten. Knollenzechstein von Gera.

Die Abbildung Richter's für die Dyas ist nicht ganz richtig. Einen solchen, die Mündung tragenden Schnabel besitzt diese Foraminifere nicht. Besser ist, mindestens nach dieser Hinsicht, die Zeichnung, die Richter an Brady sandte, und dieser Forscher (1876, Taf. 10, Fig. 10) zu *Nodosaria radicula* stellte. Mindestens fehlt der Schnabel auf der jüngsten Kammer. Auch Schmid (1867, S. 586, Taf. 6, Fig. 55) bildet in seiner Zeichnung der *Nodosaria kirkbyi* keinen solchen Schnabel ab.

Lunucammina Spandel

Diese gleichfalls von Spandel beschriebene Gattung ist mit *Geinitzina* nahe verwandt, unterscheidet sich aber von ihr dadurch, daß die Depression nur auf einer Seite des Gehäuses gelegen ist, während die andere Seite eine mehr oder weniger starke Rundung zeigt, so daß der Querschnitt der Kammern eine halbmondförmige Gestalt erhält. Als *Lunucammina permiana* hat Spandel (1898, S. 8, Fig. 5) eine breit-ovale Form abgebildet, welche die Gattungsmerkmale in vorzüglicher Weise zeigt. Nach Spandel finden sich die Lunucamminen im Riffzechstein.

Lunucammina elongata nov. spec.

Taf. 4, Fig. 2—3

Es ist mir nur geglückt, ein Fragment dieser Gattung im Riffzechstein von Pößneck zu finden. Von der von Spandel beschriebenen *Lunucammina permiana* weicht dieses Fragment zudem recht erheblich ab. Zweifellos liegt daher eine andere Art vor. Das Fragment besteht nur aus dem jüngsten Teil des Gehäuses. Die einzelnen Kammern sind sehr schmal und nahe aneinander gerückt. Die Nähte sind deutlich vertieft. Das ganze Gehäuse muß sehr langgestreckt gewesen sein mit nur wenig gegen den Anfangsteil zu abnehmender Breite der Kammern. Die konvexe Seite ist gleichmäßig und kräftig gewölbt. Die gegenüberliegende Seite dagegen nur wenig eingesenkt. Die Mündungsverhältnisse lassen sich an dem Fragment leider nicht mehr erkennen. Das Fragment ist 0,4 mm lang und 0,2 mm breit.

Spandelina Cushman & Waters

Gehäuse aus in gerader Zeile angeordneten Kammern gebildet, mehr oder weniger zusammengedrückt, bzw. abgeflacht. Kammernähte meist scharf, jedoch wenig tief, bogig nach oben gewendet. Mündung ein einfacher Spalt in der Endkammer. Schale kalkig-porös. Die Gattung wurde von Cushman & Waters (1928 b, S. 363, Taf. 48, Fig. 3—8) aufgestellt.

Chapman & Howchin (1905, Taf. 2, Fig. 9 u. 10) bildeten als *Geinitzina triangularis* zwei Gehäuse ab, die noch deutlich die beiderseitige Depression der Geinitzinen zeigen, die jedoch schon durch den bogigen Verlauf der Kammernähte zu *Spandelina* hinüberleiten. Vielleicht können derartige Zwischenformen dazu dienen, die nahe Verwandtschaft dieser beiden Gattungen und die Ableitung voneinander zu bezeugen.

Spandelina cavernula nov. spec.

Taf. 4, Fig. 4

Gehäuse im Querschnitt annähernd rechteckig mit stark gerundeten Kanten. Jede Kammer trägt, der vorhergehenden etwa anliegend, eine relativ große und tiefe Einsenkung auf den Seitenflächen, die in ihrer Gesamtheit geradlinig angeordnet sind, und gegen welche die Kammerwände gleichmäßig abfallen. Mündung ein kurzer Spalt auf der jüngsten Kammer.

Nur ein Fragment von 0,6 mm Länge aus dem Knollenzechstein von Gera.

Spandelina thuringica nov. spec.

Taf. 4, Fig. 5

Diese Foraminifere zeigt in schönster Weise die Eigenschaften der Gattung. Das Gehäuse ist abgeflacht, nach der Mitte zu leicht gewölbt und an den Rändern gerundet. Die große Anfangskammer ist kugelig. Die weiteren Kammern wachsen beträchtlich in die Breite und legen sich der Anfangskammer bogig an. Die Nähte der älteren Kammern sind nur undeutlich wahrnehmbar; bei den jüngeren Kammern treten die bogig nach oben gekrümmten Nähte deutlich hervor und wölben sich die Kammern zwischen ihnen auf. Die spaltförmige Mündung befindet sich auf der Mitte der jüngsten Kammer. Die Länge des Gehäuses beträgt etwa $^1/_2$ mm.

Sehr selten im Unteren Zechstein von Pößneck.

Spandelinoides Cushman & Waters

Gehäuse aus zahlreichen, in gerader Zeile nodosariaartig angeordneten Kammern gebildet. Scheidewände nach oben gekrümmt, so daß die jüngeren Kammern die älteren einzuschließen scheinen. Öffnung rund, der jüngsten Kammer aufgesetzt. Bei der mikrosphären Form sind die ältesten Kammern häufig zusammengedrückt.

Nach Cushman & Waters (1928 b, S. 367) ist die Gattung aus den zusammengedrückten Gehäusen von *Spandelina* dadurch entstanden, daß die Kammern sich abrundeten und einen *Nodosaria*-artigen Typus annahmen. Gleichzeitig rundete sich dadurch auch die Mündung ab.

Spandelinoides geinitzi (Reuss)

Taf. 4, Fig. 6—12

1853 *Nodosaria geinitzi* Reuss, Zechstein Wetterau, S. 77, Fig. 12.

Eine kleine, gerade, glatte Foraminifere von etwas gedrungener Form. Anfangskammer rund. Die weiteren Kammern deutlich, wenn auch meist durch wenig tiefe Nähte geschieden, breiter als hoch. Die jüngste Kammer wölbt sich halbkugelig nach oben, entsprechend sind auch die Kammerscheidewände nach oben gekrümmt. Mündung ein rundes Loch auf der halbkugeligen Vorwölbung der jüngsten Kammer. Schon Spandel hat den Unterschied

von *Nodosaria* erkannt, weshalb er für diese den alten d'Orbigny'schen Namen *Orthocerina* vorgeschlagen hat.

Diese Foraminifere zeigt in vorzüglicher Weise die beiden biformen Abarten. Die mit einer großen Anfangskammer ausgestattete megasphäre Form (Taf. 4, Fig. 6, 8) ist die von Reuss als *Nodosaria geinitzi* beschriebene Foraminifere. Nicht selten finden sich bei dieser Form auch mehr oder weniger rein zylindrische Gehäuse. Foraminiferen, bei denen die Endkammer kleiner ist als die vorhergehende, so daß diese etwas hervortritt, hat Spandel (1898, S. 7, Fig. 2) als *Orthocerina permiana* abgebildet. Chapman & Howchin (1905, S. 15, Taf. 4, Fig. 6, 8 a, b) haben diesen Speziesnamen bei der Beschreibung ihrer *Nodosaria permiana* verwendet.

Die mit kleiner Anfangskammer beginnenden mikrosphären Formen besitzen ein ausgezeichnet konisches Gehäuse. Solche Gehäuse sind von Reuss (Geinitz 1861, Taf. 20, Fig. 29) als *Nodosaria kingi* abgebildet worden. Auch *Nodosaria jonesi* Richter (ebenda, S. 120, Taf. 20, Fig. 31) gehört hierher. Brady (1876, S. 124) stellte diese Art mit zu *Nodosaria radicula*. Mit Recht wendet sich Klaehn (1924, S. 455) gegen eine solche Zusammenwerfung um jeden Preis. Einmal gehört *Nodosaria radicula*, die eine echte *Nodosaria* ist, den heutigen Ablagerungen an, und sodann ist es noch gar nicht ganz klar, was eigentlich unter diesem Namen zu verstehen sei. Klaehn schlug daher vor, die permischen Gehäuse als *Nodosaria geinitzi* zu bezeichnen. Auch mir will es scheinen, daß es richtiger ist, die verschiedenen Foraminiferen zunächst nach ihren Besonderheiten zu beschreiben. Nur auf diese Weise lassen sich mit der Zeit phylogenetische Reihen erkennen.

Auch in dem Material von Reinh. Richter befinden sich zwei Gehäuse, die als mikrosphäre Exemplare von dieser Spezies angesprochen werden müssen (Taf. 4, Fig. 11 u. 12).

Größe: Zwischen 0,6 und 1,2 mm. Sehr häufig und schön erhalten im Knollenzechstein von Gera, häufig in den Productusschichten von Gera und im Unteren Zechstein von Pößneck.

Spandelinoides sparsicosta nov. spec.

Taf. 4, Fig. 13

Eine kleine und zierliche Foraminifere aus dem Knollenzechstein von Gera von 0,6 mm Länge. Das länglich-ovale Gehäuse spitzt sich gegen den Anfangsteil zu und erreicht schnell die größte Breite, die es dann bis zur jüngsten Kammer beibehält. Die Nähte sind nur wenig vertieft, nur soviel, um deutlich herausgehoben zu werden. Rippen sind nur wenige vorhanden und durch große Zwischenräume getrennt. Ein paar Rippen erreichen die Endkammer nicht, dafür bilden sich in der Mitte des Gehäuses neue Rippen, die bis zur Endkammer laufen. Die Mündung ist ein kleines Loch am Scheitel der jüngsten Kammer. Sehr selten, nur ein Exemplar.

Nodosaria Lamarck

Das Gehäuse besteht aus einer Reihe in gerader Zeile angeordneter Kammern, die durch gerade Scheidewände voneinander getrennt sind. Die gestrahlte oder ungestrahlte Mündung befindet sich auf einer kurzen, der jüngsten Kammer aufgesetzten Spitze. Die Gehäusewände sind aus einer feinporösen Kalkmasse gebildet.

Nodosaria thuringica nov. spec.

Taf. 4, Fig. 14 u. 15

Anfangskammer kugelig. Die weiteren, gleichmäßig wachsenden Kammern eng aneinander geschmiegt. Die jüngste, nach oben konisch gebildete Kammer verlängert sich in eine die runde Mündung tragende Spitze, die bei dem Exemplar aus dem Unteren Zechstein von Pößneck auffallend verlängert ist. Die Kammernähte sind wenig tief bis nur eben angedeutet. Die Länge beträgt bei dem Gehäuse aus den Productusschichten von Gera etwa 1 mm, bei dem Gehäuse aus dem Unteren Zechstein von Pößneck 0,7 mm. Selten, von Gera und Pößneck je ein Exemplar. Typus der Art ist das Fig. 15 dargestellte Exemplar.

Nodosaria cushmani nov. spec.

Taf. 4, Fig. 16

Eine zierliche, glatte Nodosaria mit sechs kugeligen oder kurz elliptischen Kammern. Von der kugeligen Anfangskammer aus wachsen die ersten Kammern gleichmäßig, während die drei jüngsten Kammern nicht unerheblich größer sind. Die jüngste Kammer spitzt sich nach oben zu und trägt dort eine kurze Hervorragung zur Aufnahme des Mündungsloches. Mündung ungestrahlt.

Durch die runden Kammern hat diese Foraminifere einige Ähnlichkeit mit *Nodosaria nitida* Terquem (1858, S. 20, Taf. 1, Fig. 7), sie unterscheidet sich jedoch wesentlich von der liasischen Form durch den mehr gleichmäßigen Bau, das Fehlen der unvermittelt auftretenden größeren Kammern und durch die ganz verschiedenen Mündungsverhältnisse.

Nodosaria ovalis Schmid

Taf. 4, Fig. 17—19

1867 *Nodosaria ovalis* Schmid, S. 85, Taf. 6, Fig. 50 u. 51.

Diese glatte *Nodosaria* zeichnet sich durch länglich-ovale Kammern aus. Auch im Knollenzechstein von Gera kommt sie, wenn auch sehr selten, vor. Das Fig. 17 abgebildete Fragment besteht aus vier Kammern und entspricht etwa dem von Schmid Taf. 6, Fig. 50 abgebildeten Exemplar.

Ferner sind in dem Unteren Zechstein von Saalfeld, in dem von Reinh. Richter gesammelten Material, zwei Fragmente, die sich unschwer dieser Art zuteilen lassen. Fig. 18 stellt zwei gefüllte Kammern dar, wohingegen Fig. 19 nur als Abdruck erhalten ist.

Nodosaria duplicans Richter

Taf. 4, Fig. 33

1861 *Nodosaria duplicans* Richter, in Geinitz, Dyas, S. 120, Taf. 20, Fig. 26.

Ein Exemplar, welches das Original zu der Abbildung Richter's in der Dyas sein mag. Die beiden ovalen Kammern sind auffällig lang und schmal, und die Nähte sehr tief.

Nodosaria acicula Reuss

Taf. 4, Fig. 34

Im Geologischen Landesmuseum befinden sich zwei von Reinh. Richter mit diesem Namen bezeichnete Fragmente, von denen ich das beste Stück

abgebildet habe. Das unvollständige Gehäuse besteht aus einer Anzahl kurzer Kammern, die nicht durch Einschnitte voneinander getrennt sind, derart, daß die äußere Begrenzung des Gehäuses eine geschlossene Linie darstellt.

Nodosaria kingi (Jones)

Taf. 4, Fig. 20

1850 *Dentalina kingi* Jones, in King's Monogr. perm. fossils, S. 17, Taf. 6, Fig. 2 u. 3.

Eine feingestreifte, schlanke *Nodosaria* mit kugeligen bis tönnchenförmigen Kammern und mehr oder weniger tief eingeschnittenen Nähten. Nicht selten finden sich durch Gebirgsdruck flach gedrückte oder, besonders im Anfangsteil, gekrümmte Stücke. Solche Gehäuse mögen Veranlassung gegeben haben, daß Jones die Art zu *Dentalina* stellte.

Mein längstes Exemplar mißt 1,5 mm. Knollenzechstein von Gera.

Nodosaria conico-densestriata nov. spec.

Taf. 4, Fig. 21—23

Das Gehäuse spitzt sich gegen den Anfangsteil zu, um dann gleichmäßig stärker zu werden. Die Oberfläche ist mit feinen, dichtgedrängten Rippen bedeckt, die sich bis zur Mündung erstrecken. Der Form entsprechend beginnt das Gehäuse mit einer kleinen Anfangskammer. Die weiteren Kammern wachsen mäßig sowohl in die Breite als auch in die Höhe. Die jüngste Kammer ist mit einer kurzen Spitze versehen, welche die Mündung trägt. Die Nähte sind anfangs nur undeutlich wahrnehmbar, erst bei den jüngsten Kammern werden sie deutlicher. Die Länge des Gehäuses schwankt zwischen 0,6 und 1 mm.

Selten, Knollenzechstein von Gera.

Dentalina d'Orbigny

Das Gehäuse besteht, wie bei *Nodosaria*, aus einer Reihe perlschnurartig aufeinanderfolgender Kammern, doch ist es meist mehr oder weniger stark gekrümmt. Die Mündung ist etwas seitlich gerückt oder, in extremen Fällen, ganz seitlich gestellt, so daß sie die äußere Schalenwand erreicht. Der Querschnitt ist rund oder auch etwas zusammengedrückt und erscheint dann oval. Die Mündung befindet sich, wie bei *Nodosaria*, auf einer vorgezogenen Spitze der jüngsten Kammer und ist entweder glatt oder gestrahlt.

Mit *Nodosaria* ist *Dentalina* nahe verwandt. Viele Forscher haben daher die beiden Gattungen miteinander vereinigt.

Dentalina striatella nov. spec.

Taf. 4, Fig. 24

Das nur sehr wenig gekrümmte Gehäuse beginnt mit einer großen kugeligen Anfangskammer, auf die zahlreiche, nur wenig breiter werdende Kammern folgen. Die Nähte sind anfänglich nicht eingesenkt und scheinen durch die Schalenwände nur schwach hindurch. Nur bei den jüngsten Kammern sind sie durch flache, muldenförmige Einsenkungen etwas deutlicher zu erkennen.

Die die Mündung tragende Spitze ist etwas seitlich gerückt. Das ganze, etwas zusammengedrückte Gehäuse ist mit sehr feinen Streifen dicht bedeckt.

Die Länge beträgt 1,4 mm. Selten, Knollenzechstein von Gera.

Dentalina concinna Franke

Taf. 4, Fig. 25

1928 Franke, Foraminiferen Kreide, S. 25, Taf. 2, Fig. 12.

Das nur wenig gekrümmte Gehäuse besteht aus vier Kammern. Die erste, mit einem kräftigen Dorn versehene Kammer ist etwas länglich, die zweite und dritte Kammer sind kugelig, von oben nach unten verkürzt. Die Endkammer bildet eine reine Kugel. Die die Mündung tragende Spitze ist ganz auf die Seite gerückt.

Reuss hatte (1860, S. 34, Taf. 1, Fig. 3) ein gerades Gehäuse mit zentraler Mündung beschrieben. Franke (1928, S. 25) hat dann diesen Namen auf die gleich gestalteten Dentalinen übertragen.

Die Länge beträgt 1/2 mm. Sehr selten, Knollenzechstein von Gera.

Dentalina plebeja Reuss

Taf. 4, Fig. 26 u. 27

1855 Reuss, Kreidegebilde Mecklenburgs, S. 267, Taf. 8, Fig. 9 u. 10.
1928 Franke, Obere Kreide, S. 30, Taf. 2, Fig. 20.

Gehäuse nahezu gerade. Anfangskammer mit einem kräftigen Dorn versehen. Die weiteren Kammern breiter als hoch, gegen die Endkammer in die Höhe zunehmend. Nähte anfänglich nur durchscheinend, nur bei den jüngsten Kammern durch eine buchtenförmige flache Einsenkung besser angedeutet. Mündung schräg auf die Seite gestellt.

Unsere permische Form weicht von der Abbildung von Reuss ab und zeigt mehr Beziehungen zu der Abbildung bei Franke. Das Gehäuse ist jedoch gedrungener und kürzer und nicht so stark gekrümmt wie bei Franke. Die Anzahl der Kammern ist auch nicht so zahlreich wie bei der Kreidespezies. Dieses mag jedoch auch an der geringeren Länge liegen, die nach Franke 4 mm beträgt, während unsere permischen Gehäuse höchstens eine solche von 1 1/2 mm erreichen.

Selten im Knollenzechstein von Gera.

Dentalina fallax Franke

Taf. 4, Fig. 28

1925 Franke, Pommersche Kreide, S. 32, Taf. 3, Fig. 7.

Das Gehäuse ist nur wenig gekrümmt. Die Anfangskammer ist größer als die nächstfolgende und spitzt sich nach unten zu. Die weiteren Kammern sind etwas länglich faßförmig und wachsen ziemlich schnell sowohl in die Länge als auch in die Stärke. Am größten ist die Endkammer, die sich zu einer schief aufsitzenden Spitze verengt, welche die Mündung trägt. Die Nähte sind anfänglich gerade, weiterhin wenig schief und etwas eingesenkt. Die Länge beträgt 0,9 mm.

Auch diese Form weicht von der Kreideform trotz mancher Übereinstimmung etwas ab. Die Anfangskammer ist, wie erwähnt, nur zugespitzt und trägt keinen Dorn. Die jüngste Kammer ist größer als die vorhergehenden und die Mündung ist ganz auf die Seite gerückt, wogegen bei Franke die Endkammer nur klein ist und die Mündung sich in einem kurzen Rohr befindet, welches der Endkammer aufsitzt.

Dentalina lilli Reuss

Taf. 4, Fig. 29

1850 Reuss, Kreidemergel v. Lemberg, S. 25, Taf. 1, Fig. 11.

Das wenig gekrümmte, aus vier bis sechs Kammern bestehende Gehäuse beginnt mit einer kugeligen Anfangskammer, auf die dann walzen- oder tonnenförmige Kammern folgen, die durch ziemlich tief eingeschnittene Nähte voneinander getrennt sind. Die ungestrahlte Mündung befindet sich auf einer meist seitlich gestellten Spitze der jüngsten Kammer, es finden sich jedoch auch Exemplare, bei denen die Spitze mehr nach der Kammermitte zu gestellt ist.

Die Länge des Gehäuses beträgt bis zu 0,8 mm. Selten im Knollenzechstein von Gera.

Von der Abbildung, wie sie Franke (1928, Taf. 3, Fig. 11) für diese Spezies gezeichnet hat, weichen die permischen Gehäuse durch ihre mehr konische Form und die meist seitlich gestellte Spitze mit der ungestrahlten Mündung ab.

Dentalina farcimen (Soldani)

Taf. 4, Fig. 30 u. 31

1791 *Orthoceras farcimen* Soldani, Testaceographia 1, S. 98, Taf. 105, Fig. 0.

Das gekrümmte Gehäuse Fig. 30 aus dem Knollenzechstein von Gera, an dem leider der Anfangsteil fehlt, besteht aus sechs länglich-ovalen Kammern, die durch gerade kräftige Nähte voneinander geschieden werden. Die ungestrahlte Mündung ist wenig auf die Seite gerückt. Das Gehäuse dürfte etwa der Form entsprechen, die Brady in seinem großen Challenger-Werk 1884 im Textband unter Fig. b abgebilldet hat. Auch Brady führt ebendort (S. 499) diese Art bis zum Perm zurück, von wann an sie bis zur Gegenwart ausdauern soll. Die Größe beträgt etwa 1 mm.

Bei dem Exemplar aus dem Unteren Zechstein von Pößneck (Fig. 31), das nur etwa die halbe Größe des Gehäuses aus Gera besitzt, und bei dem gleichfalls die erste Kammerung fehlt, sind die Kammern kürzer und nahezu von gleicher Breite und Höhe; doch zeigt auch dieses Gehäuse die bezeichnenden Eigenschaften der genannten Art.

Dentalina permiana Jones

Taf. 4, Fig. 32

1850 Jones in King's Monogr. perm. fossils, S. 17, Taf. 16, Fig. 1.

Die älteren Bearbeiter haben sämtliche gekrümmte, glatte Dentalinen unter diesem Namen zusammengefaßt. Ich verwende den Namen nur für

die abgebildete Art, die zudem den Vorteil besitzt, daß sie die größten Gehäuse von allen permischen Dentalinen hat. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß diese Gehäuse zuerst die Aufmerksamkeit der Forscher erregt haben. Das Gehäuse, von dem der Anfangsteil leider fehlt, ist leicht gebogen und besteht aus sieben etwas nach außen gewölbten Kammern, die durch mehr oder weniger tiefe Nähte voneinander getrennt sind. Die Nähte sind mit steilen Rändern in das Gehäuse eingesenkt. Die Mündung selbst befindet sich auf einer nahezu zentralen Spitze der jüngsten Kammer.

Das Fragment mißt 1,4 mm, so daß sich für das ganze Gehäuse eine Länge von annähernd 2 mm annehmen läßt. Knollenzechstein von Gera.

Lingulina d'Orbigny

Kammern in gerader Zeile angeordnet, zusammengedrückt. Nähte gerade. Öffnung ein länglich-elliptischer Spalt.

Lingulina spandeli nov. spec.

Taf. 4, Fig. 35—37

Gehäuse nodosariaartig langgestreckt, von annähernd elliptischen Querschnitt. Anfangskammer kugelig, blasig aufgetrieben, größer als die nächstfolgende Kammer. Die weiteren Kammern langsam und gleichmäßig an Größe zunehmend, derart, daß ein Gehäuse von recht eleganter Form entsteht. Nähte deutlich eingesenkt. Mündung auf einem Vorsprung der jüngsten Kammer, spaltförmig. Länge des Gehäuses bis zu 1,2 mm. Knollenzechstein von Gera.

Typus der neuen Art ist das Fig. 35 dargestellte Exemplar.

Lingulina linguaeformis nov. spec.

Taf. 5, Fig. 1 u. 2

Gehäuse gegen die jüngste Kammer sich zungenförmig verbreiternd, in der Mitte am stärksten gewölbt, gegen die Ränder schwächer werdend, an den Kanten gerundet. Anfangskammer halbkugelig, von dieser aus gegen die jüngste Kammer zu gleichmäßig wachsend. Nähte anfangs nur angedeutet, bei den jüngeren Kammern dagegen tiefer eingeschnitten. Länge des Gehäuses 0,8 mm, Breite der Anfangskammer etwa 0,09 mm und der jüngsten Kammer 0,25 mm. Productusschicht, Gera. In dem Reinh. Richter'schen Material liegt nur ein Abdruck vor (Taf. 5, Fig. 2), der die Eigenschaften gut erkennen läßt.

Lingulina articulata nov. spec.

Taf. 4, Fig. 33; Taf. 5, Fig. 3

Gehäuse flach, an den Kanten gerundet. Anfangskammer größer als die folgende, kugelig; weitere Kammern gleichmäßig gegen die jüngste Kammer wachsend, breiter als hoch. Die einzelnen Kammern gliederförmig gegen die vorhergehenden abgesetzt. Nähte nicht oder nur wenig vertieft, doch deutlich durch die gliederförmige Anordnung der Kammern zu erkennen. Mündung spaltförmig auf einem Vorsprung der jüngsten Kammer. Die Abbildung Taf. 5, Fig. 3 zeigt ein aus drei Kammern bestehendes Fragment von 1,2 mm Länge und etwa 0,4 mm Breite. Knollenzechstein von Gera.

Lingulina pulchra nov. spec.

Taf. 5, Fig. 4

Eine kleine, aus fünf Kammern bestehende Foraminifere. Gehäuse komprimiert, nach der Mittellinie wenig gewölbt, an den Rändern gerundet. Kammern von der Anfangskammer aus schnell breiter werdend. Jüngste Kammer gegen die Mündung zu verschmälert, so daß sie die Form eines gleichschenkeligen, spitzwinkeligen Dreiecks annimmt. Mündungsspalt an der schmalsten oberen Stelle der jüngsten Kammer. Länge etwa 0,36 mm. Knollenzechstein von Gera.

Lingulina clavata nov. spec.

Taf. 5, Fig. 5

Die kugelige Anfangskammer größer als die beiden folgenden Kammern. Weiterhin wachsen die Kammern langsam in die Breite und Höhe, derart, daß das ganze Gehäuse keulenförmig erscheint. Die Nähte sind anfänglich nur durchscheinend, bei den beiden jüngsten Kammern sind sie ein wenig eingesenkt. Die beiden Seiten des Gehäuses sind auffällig flach, die Kanten dagegen gerundet. Die jüngste Kammer erhebt sich zu einem niederen Fortsatz, der die spaltförmige Mündung trägt. Größe bis zu 0,6 mm. Productusschicht von Gera und Unterer Zechstein von Pößneck.

Lingulina permo-striata nov. spec.

Taf. 5, Fig. 6

Die kugelige Anfangskammer trägt einen kurzen Dorn. Die weiteren Kammern wachsen anfangs, um bei den jüngsten Kammern parallel zu werden. Das Gehäuse ist nach der Mitte zu ein wenig gewölbt und an den Rändern gerundet. Die jüngste Kammer trägt einen kräftigen Fortsatz, auf dem sich die Mündung befindet. Die Nähte sind nicht oder nur wenig eingesenkt. Bezeichnend sind ziemlich kräftige Rippen, die sich über das ganze Gehäuse erstrecken. Länge etwa 0,5 mm.

Unterer Zechstein von Pößneck.

Lingulina ovalis Schwager

Taf. 5, Fig. 7

1865 Schwager, Jurassische Schichten, S. 116, Taf. 4, Fig. 21, 24.

Diese permische Art stimmt mit den Abbildungen von Schwager gut überein, weshalb ich sie mit der jurassischen Art vereinigt habe. Immerhin weicht sie von ihr durch die größere kugelige Anfangskammer und den mehr gleichförmigen, schlankeren Bau des Gehäuses ab. Die Nähte sind nur wenig vertieft. Die Mündung besteht aus einem Spalt auf der jüngsten Kammer. Länge etwa 0,4 mm. Unterer Zechstein von Pößneck und Productusschicht von Gera.

Frondicularia Defrance

Gehäuse flach, Kammern winkelig, V-förmig, derart, daß die beiden Schenkel zurückgerichtet sind. Mündung an der Spitze der jüngsten Kammer.

Frondicularia minutissima nov. spec.

Taf. 5, Fig. 8

Ein kleines, nur etwa 0,3 mm langes Gehäuse mit gekrümmtem Anfangsteil, ziemlich stark, mit leicht gewölbten Seitenflächen und kräftig gerundeten Rändern. Die Mündung befindet sich auf einer niederen Hervorragung der jüngsten Kammer. Die Nähte nicht eingesenkt, sondern nur durch die Seitenflächen des Gehäuses durchscheinend. Knollenzechstein von Gera.

Frondicularia draco nov. spec.

Taf. 5, Fig. 9

Gehäuse flach, papierdünn, mit scharfen Rändern. Oberfläche leider etwas angegriffen. Gehäuse von der Anfangskammer aus sich gleichmäßig verbreiternd und dann, bei der letzten Kammer, gegen die spaltförmige Mündung zu schnell schmaler werdend, so daß das Gehäuse die Form eines Kinderdrachens erhält. Kammern winkelig. Nähte eingesenkt. Länge 0,75 mm, größte Breite 0,4 mm. Knollenzechstein von Gera.

Auf Taf. 5 sind ferner einige Photographien dargestellt. Fig. 10 zeigt einen dunklen Mergelschiefer aus dem Unteren Zechstein von Goßwitz bei Saalfeld mit Querschnitt von *Glomospira pusilla* (Geinitz). Diese Aufnahme kann als Illustration zu den zahlreichen gleichartigen oder ähnlichen Stücken aus dem Geolog. Landesmuseum gelten. Fig. 11 zeigt ein Streupräparat aus dem Unteren Zechstein von Pößneck. Darin finden sich mehrere Nodosarien und Dentalinen sowie eine *Spandelinoides geinitzi*.

Fig. 12 stellt ein Streupräparat aus dem Knollenzechstein von Gera dar. Darin befinden sich verschiedene Nodosarien, Dentalinen, *Spandelinoides geinitzi* und *Geinitzina cuneiformis*.

Fig. 13 endlich zeigt ein Streupräparat aus den Productusschichten von Gera. Es enthält mehrere Nodosarien, Dentalinen, *Spandelinoides geinitzi* und *Ammobaculites eiseli*.

Die Streupräparate zeigen sehr schön die Unterschiede der Nodosarien von *Spandelinoides geinitzi*. Bei den optischen Querschnitten von *Nodosaria* sind die Kammerscheidewände stets gerade und jede Kammer bildet eine Einheit für sich, bei *Spandelinoides* dagegen sind die Kammerwände nach oben gewölbt. Es sieht daher so aus, als ob jede Kammer die ihr vorhergehende umfaßt.

Zusammenfassung

Aus dem Thüringer Zechstein werden 39 Arten von Foraminiferen beschrieben, darunter 19 neue. Sie gehören zu 15 Genera. Das Genus *Adhaerentina* mit der Spezies *permiana* wird neu begründet.

Schrifttum

Brady, H. B.: A monograph of carboniferous and permian Foraminifera. — Paleontograph. Soc. 1876, 166 S., 12 Taf. London 1876.

— : The voyage of Challenger 9. Foraminifera Report. — 814 S., 115 Taf. London 1884.

Carpenter, William B.: Introduction to the study of the Foraminifera, assisted by William B. Parker and T. Rupert Jones. — I—XXII, 1—319 S., 22 Taf. London 1862.

Chapman, F. & Howchin, W.: A monograph of the Foraminifera of the permo-carboniferous limestones of New South Wales. — Mem. geol. Survey New South Wales., Paleont. 14, S. I—XVI, 1—22, Taf. 1—4. Sydney 1905.

Cushman, J. A.: Foraminifera, their classification and economic use. — 401 S., 59 Taf. Sharon 1928.

Cushman, J. A. & Waters, James A.: Additional Cisco Foraminifera from Texas. — Contrib. Cushman Labor. Foram. res. 4, S. 62—67, Taf. 8 u. 9. Sharon 1928 (1928 a).

— : Upper paleozoic Foraminifera from Sutton County, Texas. — Journ. paleont. 2, S. 358—371, Taf. 47—49. Bridgewater 1928 (1928 b).

— : Foraminifera of the Cisco Group of Texas. — The Univ. of Texas bull., S. 22—81, Taf. 2—12. 1930.

Franke, A.: Die Foraminiferen der Pommerschen Kreide. — Abh. geolog.-paläontolog. Inst. Univ. Greifswald, 96 S., 8 Taf. Greifswald 1925.

— : Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- u. Mitteldeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-A., (N. F.) 111, 207 S., 18 Taf. Berlin 1928.

Geinitz, H. B.: Die Versteinerungen des deutschen Zechsteingebirges. — In Geinitz, H. B. & Gutbier, A. v.: Die Versteinerungen des Zechsteingebirges und Rotliegenden oder des Permischen Systems in Sachsen. — Dresden u. Leipzig 1848.

— : Dyas, oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. — Leipzig 1861—62.

Jones, R. T., Parker, William K. & Kirkby, James W.: The permian *Trochammina* pusilla and its Allies. — Ann. a. Mag. nat. hist. (4), 4. London 1869.

King, William: A monograph of the permian fossils of England. — Transact. paleont. Soc., 28 Taf. London 1850. Darin: Jones, R. T.: Foraminifera, S. 17, Taf. 6.

Klaehn, H.: Die Foraminiferen des Elsässischen Giganteus-Tones unter besonderer Berücksichtigung der Oberelsässer Vorkommnisse. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, 44, S. 449—464, Taf. 22 u. 23. Berlin 1924.

Reuss, E. A.: Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. — Nat. Abh. Haidinger 4, S. 17—53, 5 Taf. Wien 1851.

— : Die Entomostraceen und Foraminiferen im Zechstein der Wetterau. — Jber. Wetterauische Ges. f. Natkde. 1851—1853, 5, S. 59—77, Taf. 1. Hanau 1853.

— : Ein Beitrag zur genaueren Kenntnis der Kreidegebilde Mecklenburgs. — Z. deutsch. Geolog. Ges., 7, S. 261, Taf. VIII—XI. Berlin 1855.

— : Die Foraminiferen der westphälischen Kreideformation. — Sber. Akad. Wiss. Wien, 40, S. 147—238, 13 Taf. Wien 1860.

Richter, R.: Aus dem thüringischen Zechstein. — Z. deutsch. geolog. Ges., 7, S. 523—533, Taf. 26. Berlin 1855.

Schmid, E. E.: Über die kleineren organischen Formen des Zechsteinkalks von Selters in der Wetterau. — N. Jb. Min. 1867, S. 576—588, Taf. 6. Stuttgart 1867.

Schwager, Conrad: Beitrag zur Kenntnis der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten. — Jahresh. Ver. vaterl. Naturkunde i. Württemberg, S. 81—151, Taf. II—VII. Stuttgart 1865.

Spandel, E.: Die Foraminiferen des Deutschen Zechsteins und ein zweifelhaftes mikroskopisches Fossil. — S. 1—15, 11 Abb. Nürnberg 1898.

— : Die Foraminiferen des Permo-Carbons von Hoover, Kansas, Nordamerika. — Abh. naturhist. Ges. Nürnberg, Festschr. S. 175—194, 10 Fig. Nürnberg 1901.

Terquem, M.: Premier mémoire sur les Foraminifères du Lias. — Mém. Acad. imp. de Metz, 89 S., 4 Taf. Metz 1858.

Urschrift eingegangen am 31. August 1934
Druckauftrag erteilt am 13. November 1935

Paläozoische, triassische und tertiäre Ablagerungen im südwestlichen Schleswig

Von Herbert-Lothar Heck, Berlin

Mit vier Textabbildungen

Inhalt

Seite

Einführung 46
I. Bisherige Kenntnisse und neue Fundpunkte 47
II. Geologie der neuen Gesteinsvorkommen 49
a) Das Devon von Rott 49
1. Vorgang 50
2. Das Bohrprofil 51
3. Deutung 53
4. Herkunft 54
b) Das Zechsteingebiet von Oldenswort-Osterende (Resumé und Nachtrag) 56
1. Bohrergebnisse und Gesteine 56
2. Lagerungsverhältnisse 58
c) Die Buntsandsteinfunde bei Süderhöft 59
1. Nachforschungen in Südwest-Eiderstedt 59
2. Die Gesteine 60
3. Herkunft der Gerölle 61
d) Das Tertiär im südwestlichen Schleswig 63
1. Vorkommen der Oberfläche 63
2. Erbohrtes Tertiär 64
III. Paläogeographische und tektonische Folgerungen 65
Zusammenfassung 69
Angeführte Schriften 69

Einführung

Die seit den letzten Jahren in Schleswig-Holstein regere Kartiertätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt hat zur Aufnahme eines Querstreifens von Meßtischblattbreite geführt, der bislang das Gebiet zwischen der Schlei und der Nordsee bis Nordstrand umfaßt. Bei der geologischen Geländeuntersuchung ist eine Zahl neuartiger Beobachtungen gemacht worden, über die bei Wiedergabe des Kartenbildes an anderer Stelle näher berichtet wird. Im Zusammenhang mit diesen Aufnahmearbeiten wurden aber auch in der weiteren Nachbarschaft Untersuchungen vorgenommen, die überraschende Ergebnisse zeitigten. Besonders hat der Verfasser die wenigen Anzeichen älterer Gesteine verfolgt, und es ist nun unter Berücksichtigung älterer Bohrergebnisse

und der durch die Geologische Landesanstalt im Interesse der Landesforschung eigenst niedergebrachten Bohrungen gelungen, das bislang geologisch nahezu unbekannte Eiderstedt und übrige südwestliche Schleswig in ihren tieferen Untergrundsverhältnissen etwas näher zu ergründen. Es muß gleich gesagt werden, daß diese Untersuchungen zwar nur einen Anfang bedeuten und daß hinsichtlich des geologisch-tektonischen Aufbaus dort noch eine Fülle bisher unbeantworteter Fragen offen bleibt. Aber die Forschungen der nächsten Jahre werden uns wieder um ein gutes Stück voranbringen, zumal auch geophysikalische Vermessungen im einzelnen mehr als vorher zu Hilfe genommen werden sollen.

Um jedoch einen weiteren Kreis bereits auf diese neuen Untersuchungsergebnisse hinzuweisen, die in nicht allzu langer Zeit auch von praktischer Bedeutung für die heimische Rohstoffversorgung werden dürften, sei schon heute über die vorliegenden Tatsachen berichtet.

Meinen Dank schulde ich der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die es mir während meiner Aufnahmetätigkeit immer wieder möglich gemacht hat, außer den eigentlichen Aufgaben auch den zunächst noch entlegeneren Fragen nachzugehen.

Das bei besonders angesetzten Bohrungen gewonnene Material ist in jedem Falle derart reichlich bemessen worden (es liegen zentnerweise Proben aus den wichtigsten Schichten vor!), daß Irrtümer, Ungenauigkeiten und Verwechslungen ausgeschaltet worden sind. Einige der Bohrungen wurden von mir während des Betriebes besichtigt und nachgeprüft. Für die sauberen Ausführungsarbeiten der Bohrungen sowie für die Überlassung seines Probenmaterials anderer Bohrprofile sei Herrn Max Ehlers, Husum, bestens gedankt.

Im Folgenden werden die neuen Fundpunkte mit ihren geologischen Verhältnissen im einzelnen geschildert, und es wird unter Berücksichtigung der mir bekannten älteren und neueren Literatur zum Schluß der Versuch einer tektonischen Deutung der Verhältnisse unternommen. Es bedarf jedoch keiner weiteren Begründung, daß derartige bei der noch geringen Zahl der Fundpunkte an sich sicherlich im Verhältnis zur behandelten Fläche als verfrüht erscheinende Auswertung des Stoffes eben nur ein Versuch zur Klärung der schwebenden Fragen ist. Trotz dieses Unterfangens glaube ich, daß unsere Vorstellung vom bislang gerade im südwestlichen Schleswig so spärlich bekannten Untergrund in nicht unbeträchtlicher Weise gefördert wird.

I. Bisherige Kenntnisse und neue Fundpunkte

Das Gebiet, das im Nachstehenden näher behandelt werden soll, weist, wohl infolge seiner oberflächlich verhältnismäßig eintönigen Landschaftsform, in der Literaturgeschichte nur wenige Arbeiten auf, in denen die Geologie, besonders die des Untergrundes, berücksichtigt oder gar eingehender dargelegt wurde. Deshalb scheidet unter ihnen der Hauptteil, der sich nur mit den geologischen und formgeschichtlichen Verhältnissen der Marsch und des altglazialen Höhengebietes, der alten Geest, befaßt, in unserer Erörterung aus. Der nachbleibende Rest besteht aus wenigen zusammenfassenden Arbeiten und aus einigen speziellen Aufsätzen, in denen immer wieder die seit langen Jahren bekannten Vorkommen älterer Gesteine bei Schobüll, Hemmingstedt und Tönning besprochen werden. Auch diese Arbeiten fallen im wesentlichen für

die eigentliche Behandlung unseres Stoffes aus und werden für den Leser als bekannt vorausgesetzt. Aber gerade in den letzten Jahren und auch in allerjüngster Zeit sind Berichte gegeben worden, die neue Gesichtspunkte für die Betrachtung der Geologie in unserem Gebiet bedeuten. Sie knüpfen fast durchweg an die seismischen Arbeitsergebnisse von Barsch und Reich an, die ja gerade für das südwestliche Schleswig einen deutlichen Hinweis gaben und für die gesamte Untergrundsgeologie mit ihren praktischen Aufgaben weisend geworden sind. Durch sie wurden die bisher nur vereinzelt bekannten Gesteinsvorkommen, die mehr oder minder im paläogeographischen Bilde Schleswig-Holsteins isolierte Bedeutung hatten, nunmehr zueinander in großräumigere und tektonische Beziehungen gebracht, und das Bestreben geht heute mehr denn je dahin, in diesem Sinne Klarheit in die immer noch allzu verwirrten geologischen Verhältnisse zu bringen.

Im Bereiche des im wesentlichen durch die Hauptvereisung (II. Eiszeit) entstandenen Gebietes, das im Gegensatz zu den jüngeren glazialen Ablagerungen des östlichen Schleswig-Holsteins als die „alte Geest" bezeichnet wird[1]), greift die alluviale marine und brackische Marsch der Halbinsel Eiderstedt weit in die Eiderniederung hinein, und ihre Bodenarten verzahnen sich dort mit Flußmarschen, Flachmooren und Flugsanden. Von den älteren Gesteinen waren bis vor kurzem nur die buntfarbenen Tonmergel, Sandsteine und dolomitischen Mergel des Old Red von Schobüll (Meyn, Haack 1926), das Tertiärprofil von Tönning (Wolff), sowie weiter im Süden die ölführende Kreide und ihre im Liegenden roten permischen Schichten von Hemmingstedt bei Heide bekannt (Gagel 1925, Kraiss). Vor zwei Jahren berichtete ich dann über das neuartige Zechsteinvorkommen mit vermutlich benachbarter Kreide bei Oldenswort-Osterende (Heck 1933). Damit sind die speziellen Aufsätze über die älteste voreiszeitliche Untergrundsgeologie im südwestlichen Schleswig erschöpft. Von zusammenfassenden Werken sei besonders auf die Bücher von Wolff (1922), Wetzel (1929) und Gripp (1933) verwiesen.

Hingegen haben vor einiger Zeit Stille (1932) und Haack (1933) neue Ansichten geäußert, die jüngst von Becksmann (1934) in einer Abhandlung über die vermutlichen tektonischen Verhältnisse in unserem Gebiet aufgegriffen worden sind und ganz neuerdings in einem Literaturbericht von Wetzel (1935) kurz behandelt werden. Im einzelnen kommen wir auf das dort Gesagte noch zurück, da die neuen Funde älterer Gesteine eine Vervollständigung oder auch eine Richtigstellung gestatten.

Unsere neuerliche Kenntnis von den im südwestlichen Schleswig vorhandenen älteren Ablagerungen umfaßt Formationen des Paläozoikums, des Mesozoikums und des Tertiärs. Während bislang die Devonscholle von Schobüll einzigartig in der Geologie Schleswig-Holsteins dastand, hat sich jetzt ein zweites Vorkommen am Rande des Treene-Tales bei Rott

1) Es handelt sich hierbei um wirkliche Ablagerungen der sogenannten Saalevereisung. Der nachklingende Warthevorstoß hat, wie die geologische Spezialaufnahme ergab, keine oder eine nicht mehr feststellbare Rolle gespielt. Die Darlegungen von Neumann (1933) einer selbständigen „Warthe-Eiszeit" treffen also zum mindesten im südwestlichen Schleswig nicht zu. Auch das neuerdings von Woldstedt (1935) gegebene Kartenbild entspricht nicht den wahren Verhältnissen in diesem Gebiet. Die alte Geest ist dort Hauptvereisung, saaleeiszeitlich!

gefunden. Noch vor wenigen Jahren galt die paläozoische Aufragung im Erdölgebiet bei Heide als nördlichstes Permvorkommen. Verfasser wies dann (Heck 1932 und 1933) das in Eiderstedt gelegene, noch 20 km nördlichere Zechsteinlager von Oldenswort-Osterende nach, das offenbar mit benachbarter Kreide in Verbindung steht. Umstritten und in Frage gestellt wurde seither der in der Karte von Lepsius (Sektion I) bei Süderhöft verzeichnete „Zechstein". Meine 1933 vorgenommenen örtlichen Untersuchungen führten zu dem Nachweis, daß es sich hierbei um ein Buntsandsteinvorkommen handelt, dem ersten auf schleswig-holsteinischem Festlandsboden (sofern man das Sietland am Nordseestrand noch als zum Festland gehörig gelten läßt). Dieser Fund ältesten Mesozoikums verdient besondere Beachtung [2]).

Im Rahmen der sich an diese Fundgebiete anschließenden Erwägungen gewinnen auch die Tertiärvorkommen im südwestlichen Schleswig einige Bedeutung. Dabei handelt es sich um erbohrtes Miozän bei Tönning, Harbleck, Ording, dem Watt vorlagernde bernsteinführende Braunkohlensande bei St. Peter und um neuartiges Pliozän sowie um noch nicht genauer deutbares „Praeglazial" mehrerer Örtlichkeiten. Selbst ein erst neuerdings bekannt gewordener Kieswall bei Brösum, der dort die Dünenzüge unterlagert und stellenweise zutage ansteht, hat für die geologische Entwicklungsgeschichte Eiderstedts eine besondere Rolle gespielt.

Schon aus dieser Aufzählung mag geschlossen werden, daß der Untergrund des südwestlichen Schleswigs trotz der Zahl neuer Funde noch manche unbekannte ältere Ablagerung verborgen hält.

II. Geologie der neuen Gesteinsvorkommen

a) Das Devon von Rott

In unserem Gebiet umfaßt das von Reich (1927, 1932) ermittelte „Husumer Massiv" als Glied der Pompeckjschen Schwelle vielleicht kristallines Grundgebirge und das Älteste in Schleswig-Holstein, obwohl das bislang nur eine Vermutung bleibt. Die Frage des möglichen Paläozoikums in etwa 600 m Tiefe, insbesondere ältesten subsalinaren Gebirges (Becksmann, S. 58), ist noch ungeklärt. Ebenso sind die zertrümmerten und wiederverkitteten Silurkalkgeschiebe, die Heinz im Sinne einer „Individualbrekzie" deutet, noch nicht für im Untergrund anstehend geltend zu machen.

Unser nachweislich ältestes Gestein, das nun wirklich schleswig-holsteinischer Herkunft sein dürfte, ist die Devonscholle von Schobüll, die letzthin nochmals und auch durch paläontologische Bestätigung durch W. Gross als Old Red erklärt wurde (Haack, 1933 a). An gleicher Stelle ist die Untersuchung meines dort 1931 gegrabenen Materials mitgeteilt worden, von dem hier auf die Andeutungen von Steinsalzpseudomorphosen und das brekziöse rote zellenkalkähnliche Gestein sowie auf die lößkindelähnlichen aschgrauen Konkretionen (S. 327) hingewiesen sei. Die Frage nach der Herkunft des Devonvorkommens bei Schobüll kann nun durch das sich hinzugesellende zweite, bei Rott erbohrte, eindeutig beantwortet werden.

2) Bei dieser Gelegenheit sei schon auf meinen (1934) gleichfalls neuartigen Fund von Lettenkohle bei Ashausen am südlichen Elbtalrand hingewiesen, der Gegenstand noch schwebender Untersuchungen ist.

1. Vorgang.

Bei der Durchordnung seines Belegmaterials fand Herr Prof. W. Wolff eine kleine Bohrprobe roten, grau-grün gefleckten, stark durchkneteten Tonmergels, den er vor einer Reihe von Jahren von dem Brunnenbauer Fritz Ivers, Süderstapel, erhalten hatte. Das Nähere über den Fundpunkt war unbekannt. Am 21. 9. 1933 übergab mir Herr Prof. Wolff das Stück mit dem Wunsche, die Herkunft und die Bedeutung des Gesteins zu ermitteln. Für die freundliche Überlassung des Stückes und die Hinweise danke ich Herrn Prof. Wolff auch nochmals an dieser Stelle. Die direkten Nachforschungen führten zu dem Ergebnis, daß Herr Ivers im Jahre 1913 im Orte Rott auf derartigen Ton gestoßen war und ihn bei ungefähr 30 m Tiefe erreichte. Ein gleichartiges Bohrprobenstück befand sich noch in seiner Sammlung.

Mein Wunsch, dort eine wissenschaftliche Probebohrung niederbringen zu lassen, wurde durch die Geologische Landesanstalt erfüllt, nachdem Herr Prof. Reich im Januar 1934 magnetische Spezialuntersuchungen in der Umgebung von Rott ausgeführt hatte. Der Zweck seiner Arbeiten war, festzustellen, ob es mit Hilfe magnetischer Untersuchungen möglich ist, Näheres über die Verbreitung der roten Gesteine auszusagen. Der Versuch ist gelungen und wurde späterhin, im Juni, durch die 40 m tiefe, und 1935 (während der Drucklegung) durch eine fast 60 m tiefe Probebohrung bestätigt.

Aus dem Bericht von H. Reich sei hier mit seiner gütigen Erlaubnis folgendes wiedergegeben:

„... Herr Ivers fuhr selbst mit zu dem alten Bohrpunkt. Dort und an einer bei der Landesvermessung angelegten Station wurden Δ Z-Messungen ausgeführt.

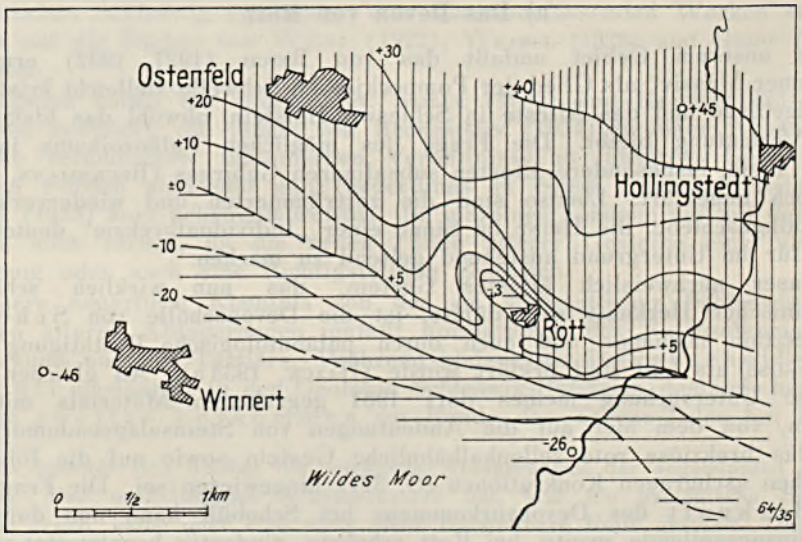


Abb. 1

Magnetische Störungen bei Rott am Südrand des Husumer Massivs nach der Aufnahme von H. Reich 1934
(Aus dem Archiv der Preuß. Geol. L.-A.)

Anschließend wurde ..... eine Einzeluntersuchung des Gebietes um die Bohrung mit im ganzen 50 Messungen an 34 neuen Stationen durchgeführt. Die lokalen Störungen sind so gering, daß erst nach der Reduktion der Meßergebnisse ein klares Bild gewonnen werden konnte, das (in Abb. 1, d. Verf.) wiedergegeben ist.

Das Bild zeigt einen Teilausschnitt des Südrandes des in herzynischer Richtung streichenden magnetischen Hochs, das H. Reich als „Husumer Massiv" bezeichnet hat. Die Isanomalen streichen somit in der Hauptsache herzynisch (genauer WNW—OSO). Die Ursache dieser großen regionalen Störung muß in erheblicher Tiefe im kristallinen Untergrund gesucht werden. Dieser regionalen Anomalie ist zweifellos eine geringe lokale Anomalie aufgesetzt, die sich in der starken Ausbuchtung der Isanomalen bei Rott bemerkbar macht. Diese Ausbuchtung kommt durch eine Verringerung der Störungswerte zustande. Es handelt sich also um ein lokales Minimum.

Das so gefundene Minimum ist nicht erheblich. Die maximale Abweichung gegen die regionale Störung beträgt etwa 15 γ. An der Realität der lokalen Störung ist gleichwohl nicht zu zweifeln, da sie durch fünf Stationen, die an verschiedenen Tagen gemessen wurden, belegt ist. Zufälligkeiten und Meßfehler scheiden daher aus ....."

Im Weiteren spricht H. Reich dann davon, daß es sich bei Rott um eine Struktur handele, die wesentlich von den Strukturen bei Stade und Elmshorn, wo bekanntlich Rotliegend und Zechstein anstehen, verschieden ist.

„Als Ursache des magnetischen Minimums kommen nur diamagnetische Gesteine in Frage, also Salz- oder Kalk-Gesteine. Man kann daher am ehesten eine Aufragung (oder Scholle?) von Kreidekalk oder von Salz mit Gipshut vermuten. Das Streichen der Struktur geht von SO nach NW. Aus dem Isanomalenbild kann man zweitens folgern, daß die Schichten, die die Störung verursachen, ziemlich steil nach SW einfallen: Die Kurven sind im Nordosten der Störung dicht gedrängt, gehen im Südwesten derselben dagegen weit auseinander." (H. Reich, Bericht vom. 1. II. 34.)

Es wurde vorgeschlagen, etwa vier Bohrungen quer zur Streichrichtung niederzubringen. Jedoch gestatteten die Mittel zunächst nur die eine Bohrung, mit der im Februar 1934 bereits begonnen wurde. Infolge Bohrschwierigkeiten wurde sie aber erst im Juni beendet. Eine 1935 etwa 200 m westlich davon ausgeführte fast 60 m tiefe Bohrung hat die bunten Tone nicht gefaßt.

2. Das Bohrprofil.

Die Bohrung wurde im Ziergarten auf dem Grundstück des Landmannes Martin Hansen in Rott, etwa 50 m nördlich des Wohngebäudes und 15 m östlich der Landstraße angesetzt und mit einem Gerät von 28 cm Durchmesser begonnen. Der alte Bohrpunkt von 1913 lag unmittelbar an der Nordseite des Wohnhauses. Diese Bohrung hatte (nach dem von Prof. Wolff erst 1933 eingereichten Schichtenverzeichnis) folgendes Profil:

bis ca.	5,0 m	gelber Lehm
„ „	6,0 „	Kies mit Wasser
„ „	6,5 „	blauer Geschiebemergel
„ „	20,0 „	feiner schlammiger Sand
„ „	29,0 „	blauer Geschiebemergel
„ „	30,0 „	grüner Tonmergel
„ „	33,0 „	roter Tonmergel

Der Ansatzpunkt liegt auf etwa + 4,2 m NN, derjenige der neuen Bohrung bei + 4,6 m NN. Die neue Bohrung zeigte als Schichtenfolge:

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Glaziale Bildungen der Saale-Vereisung

bis	0,25 m	grauschwarzer sandiger Mutterboden
„	3,30 „	graugelber bis hellbrauner sehr magerer sandstreifiger Geschiebelehm mit Steinen
„	14,40 „	gelbgrauer bis hellgelber, etwas lehmiger feinkörniger Sand
„	15,20 „	gelbgrauer Feinsand, lehmig und von Mehlsand durchsetzt
„	15,60 „	hellgrauer plattiger Tonmergel, feinsandig (Bänderton)
„	20,40 „	hellgelbgrauer Feinsand, locker mit tonigen Lagen und etwas Mittelsand
„	25,10 „	hellgrauer feinsandiger Tonmergel
„	25,70 „	bunter sandiger Kies mit sehr viel großen und kleinen Steinen
„	30,00 „	grauer, von hellgrauen Feinsandlagen durchsetzter, kiesig-steiniger Geschiebeton, mager bis sehr fett, mit Kreidestücken
„	30,50 „	dunkelgrauer fester, steiniger Geschiebemergel, stark von roten Tonmergelschlieren, roten und graugrünen Ton- und weißen Kreidestücken durchsetzt
„	31,00 „	rauchgrauer mürber Geschiebemergel, durch beigemengte rote und graugrüne Tonstücke sowie Kreide und Steine recht bunt gefärbt
„	31,80 „	desgleichen, dazu olivgrüne fette Tonstücke

Old Red-Scholle

bis	32,30 m	leuchtend hellroter bis braunroter, schlierig von grauen und graugrünen Teilen durchsetzter bröckeliger feinsandiger und schwach glimmeriger Ton (nur in einzelnen dünnen Lagen schwach kalkhaltig) mit kleinen, bis erbsengroßen festen Stücken (überwiegend rot, viel grau)
„	32,80 „	Tonmergel, kalkhaltig, sonst desgleichen (überwiegend rot, sehr wenig grau)
„	33,50 „	desgleichen, aber zäher und fetter, mit vielen violettroten und rotbraunen Teilen (wenig grau)
„	34,00 „	desgleichen mit fetten, harnischähnlichen dünnen Schlieren, in den grauen Teilen recht mürbe
„	35,00 „	desgleichen; die dunkelbraunrote Färbung setzt mit scharfer Grenze gegen graugrünen feinsandigen kalkärmeren Ton ab
„	35,50 m	desgleichen

Bildungen der Saale-Vereisung

bis	36,00 m	desgleichen, aber mit eingeknetetem rotbraun gefärbten mageren Geschiebemergel mit kleinen Steinen u. Kreidegeröllen
„	37,20 „	desgleichen
„	38,00 „	grauer fester Geschiebemergel, stark von buntem Tonmergel und Steinen durchsetzt
„	38,50 „	grauer bis dunkelgrauer Geschiebemergel, **ohne** bunte Beimengungen
„	40,00 „	desgleichen mit Schlieren von hellgrauem Bänderton.

(Ab 3,30 m ist die ganze Serie kalkhaltig mit Ausnahme von 31,80 bis 32,30m)

3. Deutung

Die Bohrung hat den Beweis erbracht, daß es sich bei den rotbunten Gesteinen — wie die Prognose von H. Reich lautete — sowohl um kalkiges Material als auch um eine Aufragung als Scholle handelt. Die glaziale Verschleppung ist saaleeiszeitlich erfolgt, und aus der intensiven Buntfärbung des Geschiebemergels im Liegenden und Hangenden geht die Schollennatur des kompakt nur 3,7 m mächtigen bunten Tonmergels zweifelsfrei hervor, zumal das tiefere Liegende noch frei von seinen bunten Beimengungen ist. Aus der überwiegenden Kalkarmut der obersten Schichten des im Geschiebemergel festeingelagerten bunten Tones darf wohl mit Recht der Schluß gezogen werden, daß die Ablagerung der Scholle normal, zumindesten nicht überkippt erfolgt ist.

Es ist nun recht schwer einwandfrei anzugeben, welchen Alters diese bunten Tonmergel sind, weil Fossilspuren völlig fehlen. Nur lithologische Vergleiche führen weiter, von denen nach Literaturangaben einige in der Tabelle zusammengestellt sind. Danach ist es für den Leser zwar nicht so eindeutig, welchen Gesteinen unsere bunten Tonmergel von Rott gleichkommen. Die Subjektivität der Farbenangaben bei Gesteinen ist ja zur Genüge bekannt! Doch läßt sich schon an Hand dieser Übersicht erkennen, daß besonders die kräftig violetten bis violettroten Tone von Rott denen des Schobüller und baltischen Old Red am nächsten stehen.

Tabelle zum petrographischen Vergleich rotbunter Gesteine

Rott Gesteinsart	Schobüll Old Red	Baltikum Old Red	Stade, Elmshorn, Oldenswort Oberer Zechstein	Stade, Elmshorn Rotliegendes
Tonmergel, leuchtend hellrot ziegelrot, violettrot und rotbraun feinsandig glimmerig weich	roter u. violetter weicher Mergel (HAACK 1933, S. 327)	roter u. violetter weicher Mergel (KRAUS 1930) rote und grüne tonige Mergel (GROSS 1934)	leuchtend roter Tonmergel (ERNST 1931) leuchtend ziegelrot (HECK 1933)	braunrote sandige Schichten (ERNST 1931)
Ton, grau bis graugrün mürbe, feinsandig	grauer weicher Mergel (HAACK dsgl.) grünlichgrauer feinsandiger Mergel (HAACK 1926, S. 276)	grauer weicher Mergel (KRAUS 1930) dsgl. (HAACK 1926, S. 278)	—	—

Vergleicht man die bei Rott erbohrte Serie bunter Tonmergel mit Proben der übrigen bekannten roten Gesteine in Schleswig-Holstein hinsichtlich ihrer Farbe, so muß man ohne weiteres die auffallende und einzige, geradezu verblüffende Ähnlichkeit mit den gleichfarbigen Tonen von Schobüll zugeben. Hier ist auch eine Gleichartigkeit der petrographischen Merkmale unverkennbar! Die Beziehungen zwischen den bunten Tonen von Rott und Schobüll erstrecken sich vor allem auf die unregelmäßige wechselvolle Färbung violetten, rotbraunen und graugrünen Materials, das an beiden Orten gleichartig vorliegt. Diese Farbtöne überwiegen und bilden bei Rott die Hauptmasse. Die leuchtend hellroten weichen Tonpartien sind das einzige, das vielleicht auf ähnliche Gesteine von Oldenswort und Lieth-Elmshorn hinweisen könnte. Am auffälligsten aber ist die Analogie der Gesteine von Rott mit dem grauen, grünen und rotbunten Verwitterungsmaterial von Schobüll. Die bunten Gesteine von Rott finden also gleichartige Vertreter im Old Red von Schobüll und auch im baltischen Mitteldevon, hingegen sind die Ähnlichkeiten mit gleichfarbigen Tonmergeln anderer Lokalitäten nur auf die bei Rott untergeordneten leuchtend hellroten Tonpartien beschränkt, die aber gerade in den roten Tonmergeln des oberen Zechsteins von Oldenswort und Lieth die Hauptmasse ausmachen. Somit ergeben sich sämtliche Übereinstimmungen der Gesteine von Rott nur mit den Bildungen des Old Reds von Schobüll (wenngleich dort unter den günstigeren Umständen auch noch mancherlei andere vorhanden sind, die in Rott bislang fehlen). Es besteht daher aller Grund, die buntfarbene Gesteinsscholle von Rott auch als dem Old Red zugehörig anzusprechen[3]).

4. Herkunft.

In seiner Nachprüfung der Devonscholle von Schobüll gibt Haack (1933) erneut seiner Ansicht Ausdruck, daß dieses Gesteinsmaterial einheimischen Ursprungs und aus dem benachbarten Untergrund losgerissen sei. Schon früher (1926) betonte er, daß die Heimat dieser Devonscholle unweit östlich, in oder bei Schleswig selber gelegen haben müsse. In der Tat weisen nun die von mir 1932 am Schobüller Berg angestellten Untersuchungen im Rahmen der Kartierung des Meßtischblattes Hattstedt darauf hin, daß es sich bei dem am Osthang des Berges und in nordöstlicher Richtung des Devonvorkommens auftretenden, vielfach intensiv rotgefärbten alten Geschiebelehm um eine örtlich stark beeinflußte Bildung handelt, die einer „Lokalmoräne" (Haack 1933, S. 330) gleichkommt. Der von Wetzel (1935) betonte örtliche Kreidereichtum der Grundmoräne (nach Feststellungen einer seiner Schülerinnen) ist davon unabhängig und keineswegs im gesamten Aufnahmegebiet etwa ungewöhnlich, ebenso wie das Vorhandensein offenbarer tertiärer Auf-

3) Ich habe mehreren Geologen der Geol. L.-A. verschiedenste rote und bunte Gesteinsserien (Old Red, Rotliegend, Zechstein, Buntsandstein, Keuper, rote Kreide, rote Tertiärtone usw.) mit der Bitte vorgelegt, die Zugehörigkeit der bunten Tonmergel von Rott zu irgendeinem anderen Gestein lediglich durch Vergleich der äußeren Ähnlichkeiten zu entscheiden. Sie alle erklärten, daß das Rotter Material mit dem von Schobüll durchaus identisch sein müsse. Herr Prof. Haack allerdings glaubte, daß für Old Red die — bei Rott fehlenden — rötlich gefleckten hellgrauen dolomitischen Mergel noch bezeichnender sein würden.

stauchungen an verschiedenen Teilen des Berges (s. Abschnitt d 1). Spuren lokaler Beimischung permischen Materials, zu deren Ermittelung Wetzel aufruft, haben sich bei der speziellen Kartierung nirgends gezeigt, so daß es ziemlich unwahrscheinlich sein dürfte, „dieselbe Kombination von Untergrundsmaterial" (Wetzel, S. 570) zu erwarten „wie in Eiderstedt". Im Glazial des Schobüller Berges liegen offenbar starke Stauchungen vor, die sich auch in sämtlichen dort angesetzten Bohrungen verraten. Keineswegs ist die Devonscholle der alten Tongrube die einzige dieser Art. In einer früheren Bohrung des Herrn Max Ehlers, Husum, sollen bei den auf der Höhe gelegenen Waldschule bei etwa 30 m Tiefe gleichfalls „rote und grüne Tone" angetroffen worden sein. Immerhin sind die Rotfärbungen einiger Geschiebemergelflächen nichts Seltenes in dem Gebiet; jedoch wurden bei Schurflöchern bislang niemals feste Gesteinsstücke devonischen oder permischen Ursprungs gefunden. Ein vereinfachter Teilausschnitt der geologischen Aufnahme aus der Südwestecke des Blattes Hattstedt veranschaulicht die Position der dortigen Bildungen (Abb. 2).

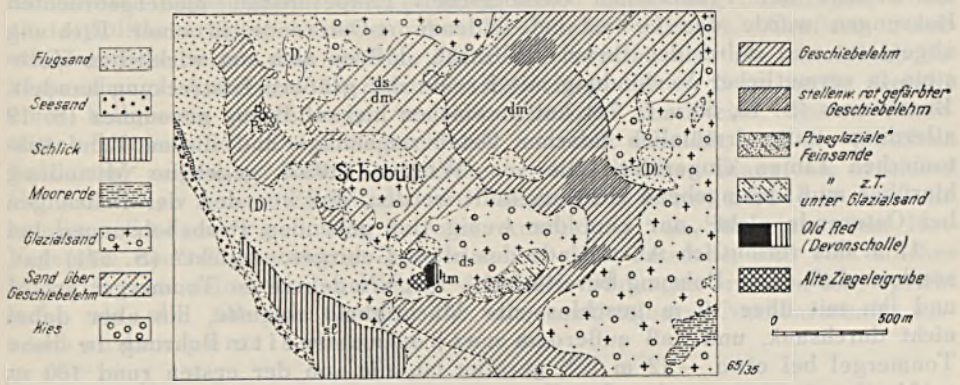


Abb. 2

Vereinfachtes geologisches Kartenbild der Umgebung des Schobüller Berges nach den Spezialaufnahmen des Meßtischblattes Hattstedt (Heck 1932)

Unter Berücksichtigung dieser Beobachtungen im Zusammenhang mit der neuen geophysikalischen Vermessung in Schleswig-Holstein ist Haack zu dem Ergebnis gekommen, daß die Wahrscheinlichkeit einer nahen Heimat der Schobüller Devonscholle eben recht groß ist, und daß der Ursprung vielleicht sogar im Hochgebiet des „Husumer Massivs" zu suchen sei.

Wie steht es aber mit der Herkunft der bunten Old Red-Tone von Rott? Ihre Einlagerung und außerordentlich starke Verknetung im Geschiebemergel deutet auf einen kräftig bewegten Transport, der sicherlich länger gewesen sein kann als der der 14 m mächtigen und weitaus größeren Scholle von Schobüll. Rott liegt gerade am Südrand des Husumer Massivs, und die Gesteinsscholle ist auf Grund der neuen Reich'schen Vermessung als geringe lokale Anomalie der regionalen deutlich aufgesetzt. Sie liegt nahe der O-Isanomale, das Schobüller Vorkommen an der — 80 γ — Kurve. Im wesent-

lichen ist die Fließrichtung der saaleeiszeitlichen Gletschermassen aus Ost bis Nordost erfolgt. Daraus ergibt sich für die Herkunft beider Devonschollen das Husumer Massiv als sehr wahrscheinliches Heimatgebiet. Unter Beachtung der rotgefärbten Grundmoränenflächen ist für die Schobüller Scholle etwa ostwestlicher Transport zutreffend.

Durch die Lagerungsverhältnisse der nunmehr zwei Fundpunkte von Old Red zu den Reich'schen älteren und neueren Vermessungsergebnissen ist man wohl am ehesten geneigt, die Heimat der Devonschollen nördlich zwischen den Hochgebieten bei Schuby und bei Treia am östlichen Massiv zu suchen (s. a. Abb. 4).

b) Das Zechsteingebiet von Oldenswort-Osterende

(Resumé und Nachtrag)

Die überraschenden Funde von nahe unter der Marsch in Eiderstedt anstehendem Zechstein habe ich bereits eingehend dargelegt (1933). Durch die seitens der Preußischen Geologischen Landesanstalt niedergebrachten Bohrungen wurde das Gebiet bei Oldenswort-Osterende in einer Richtung abgetastet und dabei der Beweis erbracht, daß es sich um wirklichen Zechstein in vermutlicher Verbindung mit Kreide auf größere Erstreckung handelt. Becksmann (S. 19, 58 u. f., 71) hat inzwischen hierauf Bezug genommen (S. 19 allerdings unter irrtümlich falscher Ortsbezeichnung) und diesen Fund tektonischen Linien eingereiht. Die von Wetzel (1935) gegebene Mitteilung hierüber muß dahingehend richtiggestellt werden, daß von den vier Bohrungen bei Osterende nicht „nur eine der wenig tief gehenden Probebohrungen bei — 11 m das vermutlich Anstehende des alten Gebirges erreicht" (S. 571) hat, sondern daß diese Bohrung bereits bei — 9 m NN den roten Tonmergel antraf und ihn mit über 10 m geschlossener Mächtigkeit abteufte, ihn aber dabei nicht durchsank, und daß außerdem auch eine zweite Bohrung in diese Tonmergel bei etwa — 12 m NN geraten ist, die von der ersten rund 180 m entfernt angesetzt wurde. Im Zusammenhang mit diesen Ergebnissen und den zweifelsfreien Funden vieler Gerölle des Mittleren Zechsteins und der Kreide in den einzelnen Bohrprofilen wurde ein Längsschnitt gegeben, der auch heute noch zu Recht besteht und somit die in den Worten von Wetzel enthaltene Anzweiflung, „daß Heck die Konstruktion eines Untergrundprofiles wagt", zurückgewiesen werden muß.

Zur Vervollständigung dieser Mitteilung, insbesondere für die Auslegung der tektonischen Verhältnisse in unserem Gebiet, auf die auch Haack (1933) schon eingegangen ist, werden die Grundzüge über das Oldensworter Zechsteinfeld noch einmal hier zusammengefaßt und nachträgliche Feststellungen bekannt gegeben.

1. Bohrergebnisse und Gesteine.

In Bohrung I und II wurde unter geringmächtiger Bedeckung von alluvialen Marschbildungen und jungglazialem Talsand nebst kiesig-sandiger Steinlage vorwiegend leuchtend ziegelroter feinsandiger Tonmergel erschlossen. Die Bohrungen III und IV haben wegen der technischen Schwierigkeiten diesen Tonmergel nicht mehr erreicht, sondern sind in der recht groben und hier

mächtigeren Steinlage stecken geblieben[4]). In sämtlichen Bohrungen fanden sich in den verschiedensten Horizonten aufgearbeitet zahlreiche Gesteine der Kreide und des Zechsteins. Von der Kreide kamen Faxoe-Kalk nebst weißen und gelben Kalken der Oberen Kreide vor. Die Zechsteingesteine umfassen Stinkschiefer, Blasenschiefer, Blasenkalk, Zechsteinkalk, ? Asche, rote Tonmergel und Sandsteine. Die nähere Untersuchung ergab, daß es sich um lokal aufgearbeiteten Mittleren (und etwas Unteren?) Zechstein handelt. Die roten Gesteine wurden, wie auch bei Lieth und Stade (Ernst), als Oberer Zechstein gedeutet, der im Untergrund ansteht und in Bohrungen I und II bis dicht an die heutige Oberfläche reicht. Die Lage und Beschaffenheit der Kreidegerölle weist auf die Nachbarschaft von Kreidegebirge hin.

Nachträglich habe ich nun bei nochmaliger Überarbeitung des reichen Geröllmaterials festgestellt, besonders in der Geröllage der Bohrung II (12,0—12,55 m), daß unter den außerordentlich zahlreichen roten Sandsteinen feste, feinsandig-glimmerige und auch etwas grobkörnigere stecken, die teilweise dem Rotliegenden und auch dem Buntsandstein angehören können. Rötlichgraue dolomitische Mergelsandsteine zweifelhaften Alters sind von dunkelroten Gipsschnüren quer zu ihrer feinen Schichtung durchzogen, wobei ein stylolithenartiges Aussehen der Gipsbänder entsteht. Größere Stinkschieferstücke zeigen eine kräftige Fältelung, verraten also die tektonische Beanspruchung. Außerdem aber fanden sich einige bis zu 5 cm große Gerölle eines hellgrauen dolomitischen mürben plattigen Sandsteins, dessen Bindemittel Steinsalz ist. Der Salzgeschmack ist recht deutlich, und die einzelnen Salzkörner zeigen auf ihren Spaltflächen einen lebhaften Glanz; sie erreichen Größen bis zu 2 mm. Es ist also ein hellgrauer Salzsandstein bzw. ein sandiger Salzmergel, der in roter Ausbildung von Stade aus dem Rotliegenden neuerdings bekannt geworden ist. Die Tatsache, daß sich solches Material trotz seiner Umlagerung in diluvialen Bildungen erhalten hat, spricht mehr als alle übrigen Gerölle für die unmittelbare Nachbarschaft anstehenden permischen Gebirges!

---

4) Die damals (Heck, S. 360) angekündigte Untersuchung eines Scolithusquarzitgeschiebes mit dem Hohlabdruck eines Trilobiten hat Herr Dr. von Gaertner inzwischen ausgeführt. Er gibt darüber folgendes zur Mitteilung:

„Das mir übergebene Stück ist ein stark verquarzter ziemlich feinkörniger Sandstein. An der Oberfläche zeigen sich zahlreiche Wurmspuren von *Scolithus*-ähnlichem Aussehen, die das Stück senkrecht zur vermuteten Schichtfläche durchsetzen. Es sind kleine cylindrische Gänge mit erweiterten oberen Rändern. Man würde sie zu den als *Monocraterion* beschriebenen Gängen stellen, wenn nicht gelegentlich Verzweigungen zu beobachten wären. Die Schichtfläche selber zeigt neben den rundlichen Öffnungen auch noch eine Reihe Kriechspuren in horizontaler Richtung.

Ferner befindet sich auf dem Stück der Hohldruck einer freien Trilobitenwange. Es handelt sich einwandfrei um einen *Paradoxides* aus der Gruppe des *P. tessini*.

Es wurden zahlreiche Handstücke des *Tessini*-Sandsteines von Öland verglichen. Im allgemeinen ist das Korn dieses Gesteins beträchtlich gröber. Doch zeigen sich gelegentlich feinere Varietäten. Auch Stücke mit vergleichbaren Wurmspuren lagen mir vor. Als Herkunftsort des Geschiebes kann man den *Tessini*-Sandstein von Öland annehmen."

Außer diesen Salzspuren mit einem lebhaften Bitumengehalt ergab die Nachprüfung der Zechsteinkalke, insbesondere des Blasenschiefers und dolomitischen Blasenkalkes unter der Quarzlampe recht deutliche Reaktion, so daß es nicht ungerechtfertigt sein dürfte, diesen noch heute hohen Bitumengehalt für Erdölspuren zu erklären[5]). Spätere Bohrungen werden mehr Klarheit darüber bringen.

2. Lagerungsverhältnisse.

Schon damals (1933) wurde der rote Tonmergel als Anstehendes angesehen, und es wurden keine Argumente gefunden, die dagegen sprechen könnten. Inzwischen wird diese Behauptung auch noch dadurch gekräftigt, daß mir der Brunnenbauer Herr Fritz Ivers in Süderstapel den gleichen leuchtend-roten Tonmergel vorlegte, den er in früheren und auch neueren Bohrungen in der weiteren Umgebung unseres Bohrfeldes in ebenfalls nur geringen Tiefen gefaßt hat. So will er den Ton in mehreren flachen Bohrungen in Richtung auf Witzwort und auch noch in Oldenswort selbst festgestellt haben. Genauere Tiefenangaben konnte er jedoch nicht mehr machen. Dadurch wird aber bestätigt — unter Berücksichtigung der weiter im Umkreis vorhandenen Bohrungen —, daß wir es mit einem nach NW einfallenden zum mindesten permischen Gebirgsstück zu tun haben, in dessen unmittelbarer Nachbarschaft auch Kreide anstehen muß. Zur Zeit des Jungglazials und wohl auch noch im älteren Alluvium hat dieses Gebirgsstück die übrige Oberfläche überragt, denn jüngstglazialer Bodenfluß und Gehängeschutt (Steine!) mit Talsanden lehnen sich daran an. Die Kreide wurde selbst noch durch die alluviale Nordseebrandung aufgearbeitet. Zusammengefaßt findet sich die Deutung der Lagerungsverhältnisse (ohne Berücksichtigung der neu hinzugekommenen Funde) in Abb. 3. Im übrigen sei auf die ausführlichere Mitteilung hierüber (Heck 1933) und den obigen Nachtrag verwiesen.

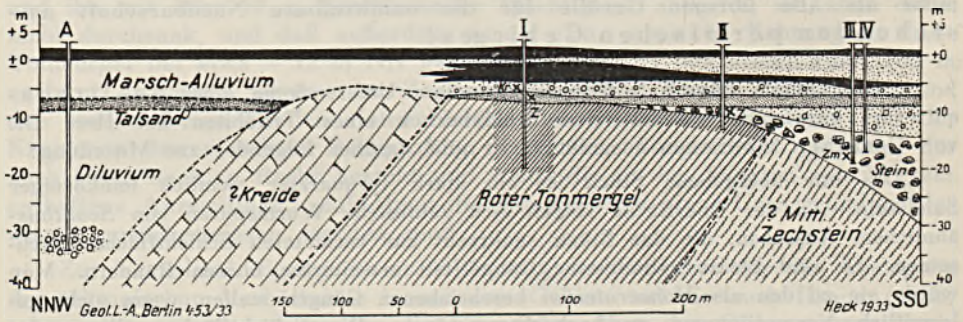


Abb. 3

Mutmaßliches NNW-SSO-Profil (5-fach überhöht) des alten Gebirges in der Marsch bei Oldenswort-Osterende

(Die Schichtgrenzen sind nur soweit voll ausgezogen, als sie durch Bohrungen ermittelt wurden. Gestrichelte Linien bedeuten Konstruktion. Kreuze geben die Lage häufiger und wichtiger Gerölle an. **Kr** Kreide, **Zm** Mittlerer Zechstein, **Z** Zechsteingerölle der verschiedensten Art)

[5]) Diese Feststellung wurde durch Herrn Prof. Bentz gemacht, dem ich für seine Bemühungen meinen besten Dank nochmals hier ausspreche.

c) Die Buntsandsteinfunde bei Süderhöft

Bei früherer Gelegenheit (Heck 1932, 1933) habe ich auf den von Lepsius angegebenen „Zechstein" aufmerksam gemacht, über dessen Lage und Art der Gesteine aber nichts bekannt war. Handbohrungen, die ich im Festlandgebiet um Süderhöft herum unternahm, blieben damals erfolglos. Es war mir aber bekannt, daß Belegstücke für die Lepsius'sche Angabe im Hamburger Geologisch-Mineralogischen Staatsinstitut sein sollten, die angeblich einmal von Gottsche in der Südwestecke Eiderstedts gesammelt worden seien. Herr Dr. Ernst war mir bei der Durchsuchung des Hamburger Materials roter Gesteine behilflich, und ihm habe ich die genauere Kenntnis über das 1890 von Gottsche gesammelte Gesteinsstück zu verdanken. Für diese liebenswürdige Unterstützung spreche ich auch heute Herrn Dr. Ernst nochmals meinen Dank aus. Allerdings war auf dem Etikett nicht der nähere Fundort angegeben. Es war nur vermerkt, daß es sich bei dem Gestein um eine Aufsammlung auf „Peter Axens Grundstück" handele. Wo aber dessen Besitz in Eiderstedt gelegen hat, war unbekannt. Das Fundstück ist ein milder roter feinkörniger Sandstein, der kräftig gefleckt und von hellgrünlichgrauen Tupfen „getigert" ist. Der Kalkgehalt zeigt sich bei der Behandlung mit kalter verdünnter Salzsäure als mäßig stark.

Über den Fund Gottsche's gibt es in der Literatur keine Mitteilungen. Lediglich die Angabe von Lepsius bildete bislang den einzigen Anhalt.

1. Nachforschungen in Südwest-Eiderstedt.

Im Spätherbst 1933 ging ich dem Funde Gottsche's nach und erfuhr durch die Vermittlung des Brunnenbauers J. Wierck in St. Peter-Olsdorf, der mit zu den ältesten Eingesessenen des Ortes gehört, daß ein gewisser Axen in den neunziger Jahren in Süderhöft gewohnt habe. Wir besuchten gemeinsam den heutigen Besitzer des Gehöftes, den Landmann Ebsen, dessen Vorgänger einst Peter Axen war. Als ich ihm eine Probe des Gottsche'schen Stückes zeigte, erinnerte er sich sogleich, daß derartige rätselhafte Gesteine „aus der Zeit, als Helgoland noch bis nach Eiderstedt reichte" (!), draußen im Watt zu hunderten zu finden seien. In seinen Jugendjahren hätte er sie dort immer aufgesammelt und auch einige Stücke an Prof. Gottsche weitergegeben. Das könne im Jahre 1890 gut gewesen sein[5a]).

Am gleichen Tage gingen wir dann noch zusammen in das Wattgebiet und fanden schon bei geringer Nachgrabung auch mehrere größere Gesteinsbrocken derselben Art, wie sie Gottsche erhielt. Die näheren Nachforschungen der nächsten Tage waren durch lebhaften Ostwind begünstigt, so daß die Untersuchung des weiteren Wattgebietes leicht möglich war. Es zeigte sich dabei, daß die Anhäufung roter und grauer Sandsteine sowie bunter Mergel nicht allein auf die mir von Ebsen angegebene Stelle beschränkt ist, sondern daß sie sich vielmehr in einem recht beträchtlichen Gebiet finden lassen. Vor allem ist das Wattenland in dem zwischen Süderhöft und Eckhof südlich vorgelagerten Priel reichlich mit den Fundstücken ausgezeichnet. Aber auch etliche Schürfe in dem immerhin 2 m hohen und bewachsenen Sietland ergaben im Umkreis von etwa 600 m noch zahlreiche Gesteinsproben.

5a) Während der Drucklegung bestätigte mir Herr Kirchenmaler W. Jensen-Garding, daß auch er in seinen Kindheitsjahren häufig die roten Steine dort gesammelt habe.

Da anfangs meinerseits der Verdacht bestand, es könne sich hierbei um verschleppten Schiffsballast handeln, der sich nun besonders in dem inzwischen ziemlich verschlickten alten Priel findet, habe ich auch in dieser Hinsicht Nachforschungen unternommen und mich bei den älteren Eingesessenen nach solchem Brauch und der Verwendung derartiger Gesteine erkundigt. Die Möglichkeit, gerade im Wattengebiet auf alte Besiedelungsreste zu stoßen, ist ja außerordentlich groß. Die Einwohner lehnten aber eine absichtliche Verfrachtung und die frühere Verwendung des Helgoländer Materials ab. Auch Kunstbauten aller Art in der weiteren Umgebung zeigen keinerlei Einbau dieser Gesteine. Weitere Erkundungen habe ich dann noch bei Heimatforschern und Seefahrern eingezogen. Ihnen allen ist die Verwendung Helgoländer Buntsandsteins an schleswig-holsteinischen Küsten außer bei Hamburg (17. Jahrhundert) unbekannt und unwahrscheinlich.

Besonders aber haben meinen anfänglichen Verdacht die Funde unter dem alten Sietland ausgeschaltet, die in etwa 3—4 m Tiefe, soweit meine Arbeiten bei dem starken Wasserandrang solche Schürfungen gestatteten, lagen. Selbst an dem südlichsten Vorsprung des Sietlandes, an dessen Spitze strandwallähnliche Sandanhäufungen anstehen, habe ich noch die bunten festen Gesteinsstücke gegraben. Insgesamt entnahm ich so reichliches Material an den verschiedensten Stellen des Gebietes, daß ich etwa 3 Zentner zur näheren Untersuchung nach Berlin versandte.

Nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis vom Auftreten alter Gesteine im südwestlichen Schleswig, insbesondere nach den neuerlichen Versuchen der Darlegung tektonischer Verhältnisse, halte ich es mehr denn je für wahrscheinlich, daß es sich bei den Funden im Watt vor Süderhöft um aufgearbeiteten Buntsandstein handelt, der irgendwo weiter draußen im Bereiche der ihn zerstörenden Nordsee anstehen mag. Deshalb sei Näheres über diese Funde hier ausgeführt.

2. Die Gesteine.

Die gefundenen Gesteinsstücke befinden sich sämtlich eingebettet im alluvialen Schlick und Seesand. Handbohrungen ergaben hier mageren Schlick wechsellagernd mit tonigem Mittelsand über fettem Ton bis zu 5 m Tiefe. Sie stießen gelegentlich auf Steine, die sonst durchweg im weiteren Wattengebiet fehlen. Schon bei kräftigem Druck von oben ließen sich die meisten Steine beiseite schieben. Die Untersuchungen zeigten, daß zwar die obersten Schlickpartien frei von den Steinen sind, daß sie sich aber in zunehmender Tiefe in allen Schichten mehr oder minder dicht gedrängt finden. Fast sämtliche festen Sandsteine sind etwas gerundet und lassen die Bearbeitung durch die Brandung deutlich erkennen. Lediglich die mürben Sandsteine und die weniger festen plattigen Mergelsandsteine und Tonmergel sind naturgemäß eckig zerbrochen und zerblättern heute beim leichten Anschlagen. Von den weicheren Gesteinen lagern im Schlick weithin unendlich viele kleine Trümmer, die stellenweise zu einer anscheinend roten Färbung des Schlickes beitragen. Die Ausmaße der einzelnen gefundenen Gerölle liegen zwischen den winzigsten Bruchstücken bis zu Kopfgröße. Alle haben sie den auch bei den Helgoländer bunten Gesteinen bekannten Kalkgehalt.

Es kommen folgende Arten vor:

Rotgefleckte Mergel, intensiv braunrot mit großflatschigen unregelmäßig begrenzten hellgrünlichgrauen Flecken (genau wie das Fundstück von Gottsche), oder mit vielen kleinen scharfbegrenzten Tupfen, mehr oder minder feinsandig-tonig, kompakt oder auch dünnbankig. Es sind die gleichartigen Gesteine wie die des Oberen Systems vom Helgoländer Oberland. Dazu feinsandige violettrote Tonmergel, die vielleicht auch noch dazu zu rechnen sind,

Milde braunrote Sandsteine mit hellgrauen oder grünlichen Flecken, mit mageren Tongallen, Wellenfurchen und ausgelaugten Hohlräumen, in denen ehemals wohl Kalkspat oder die von Helgoland bekannte Kupferlasur gesessen haben mag, kleinen von kristallisiertem Quarz erfüllten Drusen und kräftigeren Glimmerlagen,

Dunkelrote plattige Sandsteine mit feiner Schichtung, glimmerreich, feinsandig, wenig gefleckt,

Mittelkörniger Kalksandstein in rötlichgrauen bis hellgrauen Farbtönen, mit Wellenfurchen, Tongallen, Kreuzschichtung und Ooiden (auf Helgoland am Fuß der Nordspitze in völlig gleicher Ausbildung!),

Hellgraue dünnplattige Kalksandsteine mit zum Teil sehr kleinen hellgrauen mageren Tongallen,

Hellgrauer gröberer Sandstein, recht fest, anscheinend dickbankig,

Buntfarbene Tonmergel, die in hellgrauen und roten sehr feinsandigen Stücken vorliegen. Die einzelnen Farbstreifen sind scharf zueinander begrenzt, gehen aber unregelmäßig ineinander über.

Es sind also ziemlich alle Helgoländer Buntsandsteinarten des Oberen und Unteren Systems bei Süderhöft vertreten, selbst die von Haack (1933 b) nachgewiesenen oolithischen Gesteine des mittelkörnigen Sandsteins („Katersand") sind vorhanden. Wenn es sich bei Süderhöft um eine Verschleppung handeln sollte, wäre nicht einzusehen, weshalb auch die für Bauzwecke bestimmt ungeeigneten besonders weichen Gesteine von Helgoland herangeholt worden seien. Die Art der Funde spricht ja schon dagegen! Außerdem liegen unter den dünnplattigen Sandsteinen Varietäten vor, die heute auf Helgoland völlig unbekannt sind. Wo aber stammen diese Buntsandsteingerölle her?

3. Herkunft der Gerölle.

Eine Erwägung des Transports durch die Flutwelle von Helgoland bis nach Eiderstedt ist überflüssig, denn auf derart weite Erstreckung bei Berücksichtigung des Meeresbodens ist ein solcher Transport ausgeschlossen, insbesondere für die vielen brüchigen Mergelgesteine. Der in dieser Richtung bevorzugte Weg durch eventuelle Eisschollenverschleppung ist bei der Menge der Steine und ihrer Verbreitung gleichfalls indiskutabel. Die künstliche Verfrachtung erscheint, wie weiter oben dargelegt wurde, ebenfalls auszuscheiden. Die Möglichkeit aber, daß es sich um flach im Watt anstehenden Buntsandstein handeln kann, der während des Alluviums noch in starkem Maße durch die Brandung angegriffen wurde, wird, besonders im Rahmen der weiteren Betrachtung der im südwestlichen Schleswig nachgewiesenen älteren Gesteine, immer größer, wenn auch dieser Fund der erste wirkliche Buntsandstein im schleswig-holsteinischen Gebiet ist.

Einmal gewinnt diese Möglichkeit bestärkten Verdacht, wenn wir uns die von Helgoland nach dem Südrand des Husumer Massivs streichende Linie betrachten, die Becksmann zeichnet, und auf die wir weiter unten noch ein-

gehender zu sprechen kommen. Auf sie fallen ja nun auch die Vorkommen des Zechsteins von Oldenswort und die des zweiten Devonfundpunktes von Rott. Der Süderhöfter Buntsandstein liegt zwar etwas südlich dieser Linie. Da gibt aber eine Darlegung von Jensen (1933) einen Hinweis. In seiner Arbeit bringt er eine Karte der Tiefenlinien des Nordseegebietes, in der besonders die 13,5 m-Linie eine unbestreitbare Rolle insofern spielt, als sie deutlich vom Südwesten Eiderstedts in Richtung Helgoland streicht. Schon bei den Tiefenlinien von 11 m und 16 m kommt das zum Ausdruck. Jensen sagt selbst (S. 15): „An keiner anderen Stelle der schleswig-holsteinischen Westküste tritt diese Erscheinung in einer Wiederholung auf. Daraus ergibt sich mit Notwendigkeit, daß der Meeresgrund zwischen Helgoland und Eiderstedt seine höchsten Erhebungen hat. Sie liegen alle auf einer verhältnismäßig schmalen Linie. Es ist hier also eine Art untermeerische Bodenschwelle vorhanden, die widerstandsfähiger sein muß als ihre Umgebung. Es ist ja auch merkwürdig, daß sich gerade hier, in einem Gebiete der größten Zerstörungen, eine Halbinsel halten und behaupten kann, während nördlich davon, gleich anschließend, eine Welt von wahllos durcheinanderliegenden Inseln und Inselchen von den furchtbarsten Zerreißungen und Vernichtungen zeugen. Im südlichen Teile, der Dithmarscher Bucht, fehlen die Inseln sogar völlig. Die Möglichkeiten, diesen Umständen näher auf die Spur zu kommen, müssen natürlich auf Eiderstedt beschränkt bleiben." Jensen belegt dann seine Ausführungen mit meinen in früheren Arbeiten (1931, 1932) mitgeteilten Bohrprofilen und Funden roter Gesteine und bernsteinführender Braunkohlensande, und er sagt mit Recht auf Seite 20: „Es ist also schon von vornherein hier eine Art Barre angelegt, die ohne Frage älter ist als das darüber liegende Diluvium." (Vgl. Abb. 4.)

Zum anderen aber gewinnt der Buntsandsteinfund von Süderhöft in Verbindung mit der magnetischen Vermessung des Landes noch mehr die Wahrscheinlichkeit benachbart anstehenden Gebirges. So zeigt die Karte von Reich im südwestlichen Eiderstedt ein deutliches Abnehmen der negativen Störungswerte in Richtung Tating—Süderhöft von $-196\,\gamma$ auf $-121\,\gamma$. Ein Blick auf das Gebiet von Süderdithmarschen bei Dieksand läßt Abnahmen bis auf $-6\,\gamma$ erkennen. Es macht sich also ganz offensichtlich eine Zunahme der Vertikalintensität in Richtung auf die offene See bzw. Helgoland bemerkbar, die auf die Möglichkeit der höheren Lage unseres Buntsandsteins im Vorland des Wattenbereiches vor Süderhöft als ziemlich sicher erscheinen läßt. Herr Prof. Reich sieht — nach mündlicher Äußerung — in den neuen Funden geradezu eine Bestätigung seiner Vermessungsergebnisse[6]).

6) Es mag an dieser Stelle schon darauf hingewiesen sein, daß eine ähnliche Bestätigung für ein anderes Hoch der Reich'schen Vermessung inzwischen eingetreten ist. Reich (1932b, S. 9) gab ein Hochgebiet bei Quickborn mit mehr als $+80\,\gamma$ an. Eine dort 1934 niedergebrachte Wasserbohrung stieß bei etwa 48 m auf Gipse und Anhydrite des Zechsteins, die bei der Endteufe von 60 m nicht durchsunken waren, so daß dieses Bohrergebnis wiederum einen Triumph für die magnetische Vermessung in Schleswig-Holstein bedeutet. — Die Kenntnis dieses Fundpunktes und die Erlaubnis der Bekanntgabe verdanke ich der Schleswig-Holsteinischen Landesbrandkasse, die zur Kontrolle des bisherigen Ergebnisses dort eine zweite Bohrung förderte. — Für das in Oldenburg gelegene Hoch gibt es eine Bestätigung durch ein erst jetzt von einem Brunnenbauer überlassenes Profil einer im Jahre 1894 ausgeführten tiefen Bohrung bei Klostersee insofern, als diese Bohrung Kreide von 235,6 bis 329,0 m erschlossen hat.

Wir dürfen also mit einer gewissen Berechtigung aussagen, daß die Buntsandsteingerölle bei Süderhöft von einem weiter draußen anstehenden Schelf herstammen[6a]) der noch im Alluvium der Nordseebrandung zugänglich gewesen ist. Bei Süderhöft selbst liegen die Gesteine auf sekundärer Lagerstätte.

d) Das Tertiär im südwestlichen Schleswig

Tagesaufschlüsse tertiärer Bildungen kannte man bislang in diesem Gebiet nicht. Nur gelegentliche Bohrungen hatten das Tertiär in verschiedener Ausbildung angetroffen, und es ist auch wegen der meist nur geringeren Tiefen der dortigen vor allem auf Grundwasser niedergebrachten Bohrungen recht selten, daß Tertiär erbohrt wird. Die durchaus geringe Möglichkeit, gerade in den Marschengebieten durch Tiefbohrungen brauchbares Grundwasser zu erschließen, ist bekannt und wurde früher ausführlich dargelegt (Heck 1931, 1932). In der Marsch beschränkt man sich mit der Wasserversorgung auf flachgründige Bohrungen, die Dünensande, Schlicksande oder die liegenden jungdiluvialen Sande und Kiese ausnutzen. Die Geestgebiete liefern im allgemeinen ebenfalls brauchbare Wässer in schon geringer Tiefe, so daß auch dort die Erschließung des vorglazialen Untergrundes in der Regel nicht erforderlich ist. So kennen wir tertiäre Ablagerungen aus unserem Gebiet eben nur sporadisch.

1. Vorkommen der Oberfläche.

Schon weiter oben wurde kurz erwähnt, daß am Schobüller Berg vorglaziale Ablagerungen die Oberfläche erreichen. Aufgeschlossen sind sie am Nordausgang des Dorfes an der Landstraße nach Wobbenbühl, unweit des Wirtshauses „Friesenheim" (Abb. 2). Dort lagern etwa unter 1,5 m mächtigen alten, entkalkten und steinreichen Geschiebelehm gelbe und goldgelbe feinkörnige und glimmerreiche Quarzsande, die für die örtliche Einzelwasserversorgung ausgenutzt werden. Gleichartige Bildungen treten östlich der ehemaligen Tongrube, die das Devon enthält, am Berghange auf und sind dort mit dem Handbohrer auf größerer Fläche zutage oder auch unter glazialer Sandbedeckung festzustellen. Daß es sich etwa um diluviale Sande handelt, ist deshalb unwahrscheinlich, weil ihnen bunte Gemengteile vollkommen fehlen. Ihre Verbreitung ist auch noch weiter östlich an mehreren Stellen des Blattes Hattstedt nachgewiesen. Nochmals aufgeschlossen sind sie, ebenfalls unter Geschiebelehm- oder Kiessandbedeckung, im Bereiche des Blattes Viöl. Besonders die Umgebung von Wester-Ohrstedt ist dadurch ausgezeichnet. Eine größere Sandgrube unweit östlich der Ortschaft an der nach Treia führenden Landstraße zeigt diese, hier zum Teil ockerfarbigen Feinsande, in etwa 4 m Mächtigkeit. Handbohrungen haben dort ergeben, daß sie noch um mindestens 3 m in gleichartiger Ausbildung in die Tiefe fortsetzen. Sie wurden auch nördlich des Ortes und in besonders großen Flächen westlich davon (nahe Höhe 38,8), sowie oberhalb Oster-Ohrstedt nachgewiesen. Gleichfalls stehen sie nochmals im Arlau-Tal bei Hochviöl in einer Sandgrube an. Immer ist es die geschilderte einförmige Ausbildung. Da sie häufiger in direkter Verknetung mit der Grundmoräne auftreten, ist es leicht möglich, daß sie durch Glazialwirkung verschleppt, zum mindesten aber gestaucht wurden und in den

6a) s. a. Heck: „Ein ertrunkenes ‚Helgoland' vor St. Peter?" — Jhrb. nordfriesischer Ver., Husum, 1935.

meisten Fällen nicht ortsständig sind. Zeigt doch die Mehrzahl der Bohrungen eine beträchtlich tiefere Lage tertiärer Bildungen in unserem Gebiet. Immerhin ist es nicht ausgeschlossen, daß hier und da einmal auch das Tertiär in primärer Lagerung zutage getroffen werden kann.

Ihre Altersdeutung ist, da sie vollkommen fossilfrei sind, noch nicht durchführbar. Es ist umstritten, ob sie den mittelmiozänen Oberen Braunkohlensanden zugerechnet werden können, zumal es keinerlei humose Beimengungen in ihnen gibt, die eine mikrobotanische Identifizierung ermöglichten. Auch die Tiefbohrung bei Schobüll hat derartige goldgelbe Feinsande nicht angetroffen. Sie gelten daher einstweilen schlechthin als „Präglaziale Bildungen", da als einziges Kriterium bislang die Nichtzugehörigkeit zum Quartär sicher ist.

Zu einer weiteren Gruppe aufgeschlossenen Tertiärs gehören die Funde von Bernstein und Braunkohlen, auf die ich 1931 (S. 179) aufmerksam machte. Sie sind an der großen Sandbank bei St. Peter am häufigsten und kommen dort nach jeder stärkeren Flut vor. Es sind helle und dunkle Bernsteinstücke (in denen m. W. aber noch niemals eingeschlossene Insekten beobachtet worden sind) bis zu Faustgröße, und außerordentlich vielartige lignitische Braunkohlenstücke. Besonders ist das zwischen Olsdorf und St. Peter gelegene Stück der Sandbank (Badestrand) davon ausgezeichnet. Bei Hohlebbe kann man sie noch weit hinaus im Watt finden. Auch am südlichen Hitzsand kommen sie noch vor. Berücksichtigt man aber die Strömungsverhältnisse und die ausgeprägten Anreicherungszonen dieses zweifellos miozänen Materials, so gelangt man zu der Vorstellung, daß Braunkohlensande ebenfalls weiter draußen im Watt anstehen. Beim Fischfang werden derartige Stücke vor allem zwischen dem Rochelsteert und der Wester-Plate gedredgt. Jensen (S. 19) hat auf diese Verhältnisse auch noch einmal hingewiesen.

Und weiterhin wurden im vergangenen Jahre Glimmertonschichten in der Schüttbodenentnahmegrube für den Dammbau nach Nordstrand bei Wobbenbüll angeschnitten. Dort liegt fetter, fast schwarzer Glimmerton vor, der aber zweifellos eine wurzellose Scholle bildet, denn das Diluvium reicht in unmittelbarer Nachbarschaft noch mindestens um 40 m tiefer (Bohrung im Schacht zur örtlichen Wasserversorgung 1934). Immerhin weisen die in der Umgebung von Bredstedt auftretenden Glimmertonvorkommen, die in Ziegeleien abgebaut werden (Wolff 1913), darauf hin, daß das Obermiozän im allgemeinen nicht allzu tief zu erwarten ist, wie es auch die Bohrergebnisse bewahrheiten.

2. Erbohrtes Tertiär.

An erbohrten Tertiärbildungen kommen in unserem Gebiete solche des Pliozäns, Miozäns und des Oligozäns vor. Noch ältere tertiäre Horizonte lagern erheblich tiefer (Bohrung Wöhrden, Gagel 1906, Bohrung Oland, Koch 1927 S. 66). Zu den älteren Bohrergebnissen kommt nun eine Reihe jüngerer hinzu.

Die Tiefbohrung bei Schobüll hat Haack (1926, S. 285) bekannt gegeben. Sie hat obermiozänen fetten Ton, mittelmiozäne Tone und Sande, fraglichen mitteloligozänen Ton und vielleicht auch Eozän erschlossen. Das Tertiär beginnt dort bei 54 m (etwa −29 m NN).

Eine aus dem Jahre 1928 stammende Bohrung bei Bremsburg hat unbestimmtes Tertiär in Form glimmerreicher sehr feiner toniger Sande und magerer grauer Tone angetroffen, die bei 48 m u. T. beginnen.

Wegen ihrer einzigartigen Mächtigkeit quartärer Schichten von mehr als 300 m ist die im Jahre 1903 begonnene Tiefbohrung Tönning bekannt, die von W. Wolff untersucht worden ist. Sie hat Pliozän, Miozän und wahrscheinliches Oberoligozän durchsunken.

Im Jahre 1930 ist bei der Landesversicherungsanstalt in Ording eine Bohrung ausgeführt worden, die bei — 35 m NN schwarzen, glimmerreichen, schmierigen und braunkohlehaltigen Ton durchfahren hat. Es ist dort also das Miozän erbohrt, das in Zusammenhang mit dem im Watt aufgearbeiteten stehen dürfte. Gleichfalls wurde glimmerreicher Ton in einer Wasserbohrung beim Bahnhof Harbleck in etwa 50 m Tiefe angeschlagen.

Pliozäne Bildungen waren bislang im weiteren Gebiete außer von Fiel (Tönning?) und Bredstedt (Koch), sowie von Sylt unbekannt. Die Bohrungen der letzten Jahre haben weitere Fundorte geliefert, auf die im einzelnen in einer anderen Mitteilung eingegangen worden ist[6b]). Hier mag nur kurz gesagt sein, daß pliozäne Sande und Kiese nunmehr auch auf Föhr und in Norderdithmarschen vorkommen. In unseren näheren Bereich fallen vor allem die pliozänen Ablagerungen von Schülp nördlich Wesselburen, wo eine Brunnenbohrung aus dem Jahre 1931 bei 50,5 m Tiefe zunächst schwarzen Braunkohlenton und darunter etwa 33 m mächtige Kaolinsande, Kaolinton („Pfeifenton" von Sylt) und kaolinisierte Quarzkiese mit häufigen „lavendelblauen" Quarzen aufgeschlossen hat. Am Wöhrdener Hafen wurden derartige Sande neuerdings bei etwa 25 m erreicht, und auf Föhr beginnen sie schon bei etwa 16 m. In Ording hat eine flache Bohrung ähnliche, aber nur schwach kaolinisierte Sande angetroffen, die ein pliozänes Alter sehr wahrscheinlich machen. Sie beginnen bei 30 m und sind etwa 10 m mächtig. Durch quartäre Infiltration wurden sie stellenweise zu Kalksandsteinen verfestigt.

Es ist durchaus möglich, daß das Tertiär von Ording im Kern eines bei Brösum die Oberfläche erreichenden kiesigen Rückens steckt. Die näheren Untersuchungen darüber sind noch nicht abgeschlossen. Es ist nur merkwürdig, daß bislang auf sämtlichen geologischen Karten die Höhenzüge zwischen Ording und Garding lediglich als Dünen dargestellt worden sind, obwohl gerade das Gebiet hart östlich Brösum und bei Ostereck durch auffallenden Steinreichtum ausgezeichnet ist. Meine Schürfungen bis zu 6 m Tiefe haben dort einen von Ortsteinlagen durchzogenen grobkiesigen Sand mit Steinen ergeben, dessen gut gerundete Bestandteile bis zu Faustgröße reichen. Bereits Eggers (S. 114) hat auf diese Verhältnisse aufmerksam gemacht und ein dementsprechendes Kärtchen von Eiderstedt veröffentlicht.

III. Paläogeographische und tektonische Folgerungen

Die Mitteilungen Becksmann's über die tektonischen Verhältnisse in Schleswig-Holstein knüpfen eng an die Gedanken von H. Stille (1932) an, dessen „Peribaltikum" den Bereich der durch die magnetische Vermessung nachgewiesenen Untergrundsmassive umfaßt. Reich bezeichnete diese magnetisch sich andeutenden Massive als schollenartige Reste eines kristallinen, herzynisch gerichteten Gebirgszuges, und Stille (S. 287) betont, daß diese Einzelmassive gegenüber benachbarten Gebieten hochgeblieben, nicht hochgehoben seien, und daß nur sekundär orogene Hebungsvorgänge mitgewirkt

6b) Heck: Zur Verbreitung des Pliozäns in Schleswig-Holstein. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 87, 1935.

haben. Eine besonders auffällige Tiefenregion rheinischer Richtung sei zwischen dem Husumer und dem Kieler Massiv vorhanden. Damit liegt außer der bedeutsamen Gegensätzlichkeit zwischen flachgründigem Peribaltikum und tiefgründigem, ungleich stärker eingesunkenem Südwestgebiet im Bau des westlichen Norddeutschland in unserem Bereich ein in sich wieder spezieller gegliederter Raum vor. Stille möchte den südwestlichen Außenrand des Peribaltikums von der Priegnitz herkommend in NW-Richtung bis zur Unterelbe bei Hamburg und etwas nach N ausbiegend bis Sylt ziehen. Diese mutmaßliche Umgrenzung wird nun durch unsere neuen Funde etwas modifiziert und infolge der magnetischen Vermessung durch H. Reich noch im Gebiet der Elbmündung als weiter nach W vorspringend verlegt. Das außerhalb von Südwest-Eiderstedt beginnende und hier durch die Buntsandsteinfunde angedeutete vermutbare Hoch liegt in der Nordsee. Auch die recht rasche Abnahme der negativen Störungswerte in Süderdithmarschen und bei Cuxhaven (Reich 1932, Abb. 1) zielen auf ein magnetisches Hochgebiet im Watt (von dem allerdings positive Anomalien noch nicht ermittelt sind). Im großen ganzen wird der Südrand des Old Red-Landes der Devonzeit mit dem des Peribaltikums Stille's zusammenfallen, und die Anordnung unserer Funde weist darauf hin, daß sein Außenrand wohl noch südwestlich des Husumer Massivs gelegen hat.

Becksmann möchte nun allerdings in den roten Tonmergeln von Lieth-Elmshorn, Stade, Hemmingstedt und Oldenswort, die bislang als Oberer Zechstein angesprochen werden, ebenfalls Old Red-Bildungen sehen, und er glaubt dafür (S. 14 u. f.) die tektonischen Lagerungsverbände bei Stade geltend machen zu dürfen, eine vermutliche Diskordanz, die nicht der saalischen Phase angehöre, sondern in den variscischen Hauptphasen entstanden sei, wodurch die roten Gesteine in der vorliegenden Fazies zum Prävariscikum, dem Old Red, zu stellen wären. Daß wirkliches Old Red vorkommt, beweisen ja die Funde bei Schobüll und die nunmehr festgestellte Gesteinsscholle bei Rott. Die Folgerung Becksmann's aber, auch die roten Tonmergel anderer Lokalitäten somit dem Devon einzureihen, ist zwar bestechend, jedoch ohne Belege nicht ohne weiteres gerechtfertigt. Insbesondere müssen die in unserem Gebiet vorhandenen roten Tonmergel bei Oldenswort-Osterende, die ja eine gänzlich andersartige petrographische Ausbildung und Färbung besitzen als die tonigen Gesteine von Rott und Schobüll, bis zum Beweise des Gegenteils als Oberer Zechstein angesehen werden, obwohl dort außerdem etwas Rotliegend aufgearbeitet zu sein scheint. Die Deutung als Oberer Zechstein ist um so zweifelsfreier, als H. Frebold (1931), Stille (1932) und auch Haack (1933) darauf hingewiesen haben, daß das Zechsteinmeer nicht von Osten, sondern von Nordwesten hereingedrungen ist, eine Tatsache, die Becksmann (S. 71) selbst registriert und die insofern erweitert wird, als wohl auch ein beträchtlicher Teil von Dänemark vom Zechsteinmeer bedeckt gewesen sein mag (Andersen & Ödum). Jedenfalls sind die ehedem vermuteten Grenzen des Zechsteinbeckens durch Frebold's Darlegung des „Skandik" ganz andere, als früher angenommen wurde. Dafür jedoch, daß der Zechstein das Husumer Massiv selbst überflutet habe (wie aus der Andeutung von Wetzel über „die lokale Beimischung permischen Materials" (S. 570) am Schobüller Berg möglicherweise geschlossen werden kann), gibt es keine Anhaltspunkte. Selbst die Solquellen des nördlichen Schleswig lassen darüber keinen endgültigen Schluß zu.

Die Kenntnis des Vorkommens von Buntsandstein in Schleswig-Holstein war uns bislang fremd. Nunmehr deuten die Gerölle bei Süderhöft darauf hin, daß der Buntsandstein in unmittelbarer Nachbarschaft anstehend vermutet werden darf. Vielleicht bestätigen spätere Bohrungen Buntsandstein auch noch bei Oldenswort (vgl. Abs. b, 1), so daß auch ein Teil der Trias im Untergrund Schleswig-Holsteins — jedenfalls in der Umgebung der Pompeckjschen Schwelle — nachgewiesen würde. Zu den bislang nur von Helgoland und Lüneburg bekannten triassischen Gesteinen in der nächsten Nachbarschaft Schleswig-Holsteins gesellen sich jetzt bereits der Mittlere Buntsandstein in Eiderstedt und die Unterkeupergerölle bei Ashausen (s. Fußnote 2), die unsere Kenntnis der paläogeographischen Verhältnisse im Südwestgebiet des Peribaltikums erweitern.

Die mitgeteilten neuen Funde im südwestlichen Schleswig sind aber deshalb noch von weiterer Bedeutung, weil sie uns hinsichtlich der Lage ihres Auftretens Fingerzeige für den tektonischen Aufbau in diesem Gebiet geben. Die Anordnung Helgoland—Süderhöft (bzw. St. Peter, unter Berücksichtigung der untermeerischen Barre) — Oldenswort—Rott (Südrand des Husumer Massivs) ist durchaus erzgebirgischer Art (Abb. 4). Eine Parallele

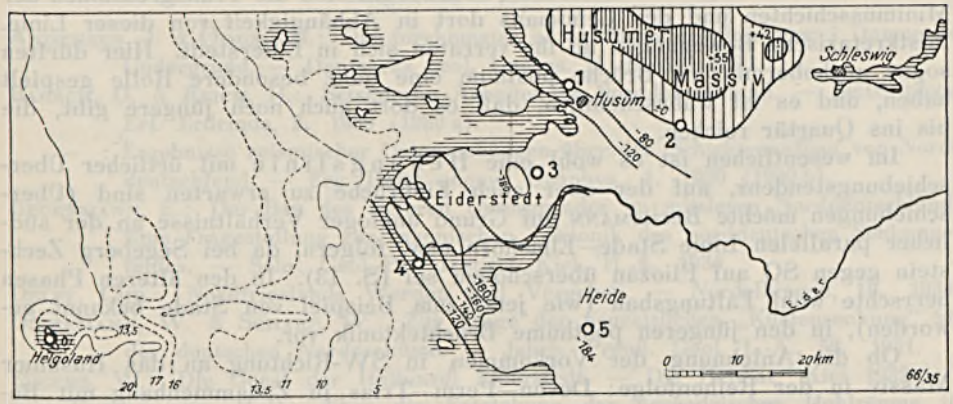


Abb. 4

Die Vorkommen paläozoischer und mesozoischer Gesteine im südwestlichen Schleswig in ihrer Lagebeziehung zur magnetischen Vermessung (nach H. REICH) und den Tiefenlinien der Nordsee (nach K.-D. JENSEN)

1 Old Red Schobüll
2 Old Red Rott
3 Perm-Kreide Oldenswort-Osterende
4 Buntsandstein Süderhöft
5 Perm-Kreide Hemmingstedt

hierzu findet sich in der Linie Stade — Elmshorn — Quickborn — Segeberg — Klostersee (Anm. 6), auf die schon früher KOCH (1927, S. 74) in bezug auf die beiderseits der hiervon verschiedenen Lage der Kreide (rund 1500 m Höhenunterschied!) hingewiesen hat, und auf die STILLE (1932 a, S. 294) wegen der Vergitterung mit herzynischen Hebungslinien näher eingeht. Eine weitere so ausgezeichnete Linie ist vielleicht auch durch die Kreidelager Hemmoor—Lägerdorf (BECKSMANN) gegeben. Unter Verlängerung der von STILLE aufgezeigten „Mittleren Unterelbe-Achse" gelangt man nach Oldenswort, so

daß dort Vergitterung erzgebirgischer Richtung mit herzynischer Hebungstektonik vorläge. Die permischen Ablagerungen Eiderstedts fallen offenbar in den Bereich der „Mittelmeer-Mjösen-Zone" Stille's (Heck 1933, S. 368), und es scheint nach den neueren Feststellungen so, als ob die Aufpressung bei Oldenswort als ganzes rheinisch gerichtet ist. Die rheinische Spezialtektonik steht mit der Haupttektonik herzynischer und erzgebirgischer Richtungen nicht im Widerspruch. Um so mehr ist gerade in Eiderstedt Vergitterung verschiedenster tektonischer Elemente zu erwarten, als wir uns dort im Grenzgebiet zwischen Ureuropa und Paleuropa befinden, so daß in diesem zirkumvariscischen Bereich vorkambrisch sowie kaledonisch konsolidierte Teilstücke mit alter Faltungstektonik und jüngerer Bruchschollenbildung vorliegen.

Daß die Linie Helgoland—Husumer Massiv eine Richtung erzgebirgischer Art darstellt, hat Becksmann bereits erörtert; sie gilt als Nordbegrenzung seiner „Unterelbe-Scholle". Zur Gewißheit wird sie nun durch die neuen Fundgebiete Süderhöft, Oldenswort und Rott. Die wechselnden Lagen des Tertiärs (St. Peter, Tönning!) läßt diese Linie noch deutlicher in ihrer tektonischen Bedeutung erscheinen. Zweifellos ist sie alt angelegt, hat aber mehrfach jüngere Bewegungen erfahren, die bei Helgoland als kimmerisch und interkretazisch nachgewiesen wurden (Grupe). So sind die Transgressionen der Minimusschichten und des Cenomans dort in Abhängigkeit von dieser Linie. Postkretazische Bewegungen an ihr verraten sich in Eiderstedt. Hier dürften sogar nachobermiozäne Brüche posthum eine ganz besondere Rolle gespielt haben, und es ist wahrscheinlich, daß es dort auch noch jüngere gibt, die bis ins Quartär reichen.

Im wesentlichen ist es wohl eine Hebungslinie mit örtlicher Überschiebungstendenz, auf der aber auch Einbrüche zu erwarten sind (Überschiebungen möchte Becksmann auf Grund analoger Verhältnisse an der südlicher parallelen Linie Stade—Elmshorn usw. folgern, da bei Segeberg Zechstein gegen SO auf Pliozän überschoben sei (S. 13). In den älteren Phasen herrschte wohl Faltungsbau (wie jetzt zum Beispiel von Stade bekannt geworden), in den jüngeren posthume Bruchtektonik vor.

Ob die Anlehnung der Vorkommen in SW-Richtung an das Husumer Massiv in der Reihenfolge: Devon—Perm—Trias in Zusammenhang mit Bewegungen der Pompeckjschen Schwelle steht oder Zufälligkeit ist, bleibe noch dahingestellt. Ebenfalls, wie im einzelnen die tektonischen Gebilde Eiderstedts beschaffen sein mögen, können natürlich erst Bohrungen ergeben. Zweifellos aber spielt diese Linie auch in der jüngsten geologischen Geschichte eine Rolle. In den Interglazialzeiten hat sie das Rückgrat einer Schwelle gebildet, so daß die marinen Ingressionen in Eiderstedt nirgends voll zur Auswirkung kamen. Nördlich davon entwickelte sich seit dem Eem eine trogartige Senke, die rheinische Erstreckung aufweist, und deren Südende am Nordrand Eiderstedts liegt (Heck 1932 b). Es dürfte schließlich auch noch mit dieser Linie zusammenhängen, daß sich die Küstenersäufung (Delff), die sogenannte neuzeitliche „Landsenkung", nur nördlich davon äußert, auf Eiderstedt aber vollkommen fehlt (s. a. Dienemann & Scharf S. 365 u. 371). Jedenfalls ist es unbestreitbar, daß die NO-streichende Linie mit ihren präquartären Gesteinsvorkommen Helgoland—Süderhöft—Oldenswort—Rott eine wesentliche Bedeutung für die paläogeographischen, tektonischen und somit praktisch-geologischen Verhältnisse im südwestlichen Schleswig und auch darüber hinaus besitzt.

Zusammenfassung

Im südwestlichen Schleswig wurden während der letzten Jahre einige neue Vorkommen paläozoischer, mesozoischer und tertiärer Bildungen aufgefunden. Bei Rott ist die zweite Old Red-Scholle in Schleswig-Holstein erbohrt. Das Zechsteinfeld Oldenswort-Osterende deutet auf salinare und bitumenhaltige Ablagerungen hin; hierzu sind nachträgliche Mitteilungen gemacht worden. Neuartig ist der Buntsandstein bei Süderhöft. Außerdem werden tertiäre und quartäre neue Funde in Südwest-Schleswig sowie der Nachweis von Zechstein bei Quickborn, Keuper bei Ashausen und Kreide in Wagrien bekannt gegeben. Die Verbindungslinie der präquartären Gesteinsaufragungen in Eiderstedt weist auf eine altangelegte SW-NO-Störung hin, die für die paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse bis in die jüngste Zeit bedeutungsvoll ist. Auf ihr hat sich wechselvolle Tektonik vollzogen. Die einzelnen Funde in ihrer Anreihung als tektonische Linie sind für die geologische Praxis in Schleswig-Holstein von größter Wichtigkeit.

Angeführte Schriften

Andersen, J. & Ødum., H.: Om forekomsten af saltforende Aflejringer i Danmarks Undergrund. — Danmarks geol. Unders. II. R. **52.** 1930.

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

— : Ergebnisse seismischer Untersuchungen über den Schichtenaufbau von Norddeutschland. — Erg. Hefte angew. Geophys., **1.** 1930 (1930 b).

Becksmann, E.: Der Bau des tieferen Untergrundes im mittleren Norddeutschland. Eine Fragestellung zur saxonischen Tektonik des norddeutschen Senkungsfeldes. — Schr. Geol.-Pal. Institut Kiel, H. **2.** 1934.

Delff, Chr.: Nordfrieslands Werden und Vergehen. — Nordelbingen, **10.** 1934.

Dienemann, W. & Schara, W.: Zur Frage der neuzeitlichen „Küstensenkung" an der deutschen Nordseeküste. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., **52.** 1931.

Eggers, W.: Die Geest der Halbinsel Eiderstedt. — Die Heimat. Kiel 1932.

von Engelhardt, H.-D.: Über die Entstehung der hexaedrischen Hohlräume in einigen Mergeldolomitschichten des estländischen Mitteldevons. — Cbl. Min. usw. 1932.

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

Frebold, H.: Fauna, stratigraphische und paläogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. — Medd. v. Grönland, **84.** Kopenhagen 1931.

Gagel, C.: Über eozäne und paläozäne Ablagerungen in Holstein. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., **27.** 1906.

— : Über die stratigraphische Stellung und die Beschaffenheit der roten Permschichten Norddeutschlands. — Ebenda, **46.** 1925.

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

Gross, W.: Zur Gliederung des baltischen Old Reds. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **86.** 1934.

Grupe, O.: Muschelkalk und Kreide und ihre Lagerungsverhältnisse im Untergrund der Düne von Helgoland. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., **50.** 1929.

Haack, W.: Die Gesteinsscholle von Schobüll b. Husum — ein Devonvorkommen in Schleswig-Holstein. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **78.** 1926.

— : Die Devonscholle von Schobüll bei Husum (Nachprüfung und neue Beobachtungen). — Cbl. Min. usw. 1933 (1933 a).

— : Oolithische Gesteine im Mittleren Buntsandstein von Helgoland. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **85.** 1933 (1933 b).

Heck, H.-L.: Grundwasserverhältnisse und geologischer Bau im schleswig-holsteinischen Marsch- und Nordseeinselgebiet. — Sber. preuß. geol. L.-A., **6.** 1931 (1931 a).

— : Ein neuer Fundpunkt roten Gesteins in Eiderstedt (Schleswig). — Jahrb. preuß. geol. L.-A., **52.** 1931 (1931 b).

— : Junginterglazial und Zeitlichkeit der Trans- und Regressionen des Eemmeeres in Schleswig-Holstein. — Sber. preuß. geol. L.-A., **7.** 1932 (1932 a).

— : Das Grundwasser im Zusammenhang mit dem geologischen Aufbau Schleswig-Holsteins. — Sonderheft, preuß. geol. L.-A. 1932 (1932 b).

— : Zechstein im nahen Untergrund der Eiderstedter Marsch. — Jahrb. preuß. geol. L.-A., **54.** 1933.

Heinz, R.: Ein Vorkommen von zerquetschten und geschrammten Geröllen bei Otjihaenamaparero im Hereroland mit einem Ausblick auf Norddeutschland. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **84.** 1932.

— : Die Bedeutung der Waterberglinie in Deutsch-Südwestafrika für geologische Fragen Nordwestdeutschlands. — **25.** Jber. Niedersächs. Geol. Ver. 1933.

Jensen, K.-D.: Das Eiderstedter Alluvium usw. — Berlin 1933. (Dissertation).

Koch, E.: Beiträge zur Geologie des Untergrundes von Hamburg und Umgebung. — Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg **9.** 1927.

Kraiss, A.: Die Geologie der Ölkreide von Heide in Holstein. — Schr. a. d. Gebiet d. Brennstoffgeol., **7.** 1931.

Kraus, E.: Die Geschichte des Devons in Lettland. — Acta univers. latviensis., mathem.-nat. Fakult., Ser. **1.** 1930.

Lepsius, R.: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:500 000 in 27 Blättern; Sektion 1, Schleswig.

Meyn, L.: Geognostische Beobachtungen in den Herzogtümern Schleswig und Holstein. — Jber. d. **11.** Vers. deutsch. Land- und Forstwirte. — Altona 1848.

— : Geologische Übersichtskarte der Provinz Schleswig-Holstein 1:300 000. — Berlin 1881.

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

Reich, H.: Die magnetischen Anomalien Norddeutschlands und ihre wahrscheinliche geologische Ursache. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **79,** Monatsber. 1927.

— : Lokale und regionale magnetische Anomalien in Schleswig-Holstein. — Z. Geophysik, **4.** 1928.

— : Magnetische Störungskarte 1:300 000, Bl. Kiel. 1932 (1932 a).

— : Welche Rolle spielt die Geophysik bei den Erdölbohrungen? — Jahrb. Deutsch. Nation. Komité Internation. Bohrkongr. 1932 (1932 b).

Stille, H.: Zur Paläogeographie des nördlichen Niedersachsens. — Nachr. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. 1932 (1932 a).

— : Neueres über die nördliche Fortsetzung und nördliche Umrandung der deutschen Dyas. — Kali, **26.** 1932 (1932 b).

Wetzel, W.: Geologischer Führer durch Schleswig-Holstein. — Berlin 1929.
— : Fortschritte der erdgeschichtlichen Erforschung Schleswig-Holsteins. — Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 20. 1935.
Woldstedt, P.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. — Berlin 1935.
Wolff, W.: Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Bredstedt in Nordfriesland. — Berlin 1913.
— : Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins. — Hamburg 1922. II. Auflage.

Urschrift eingegangen am 11. März 1935
Druckauftrag erteilt am 28. November 1935

Die Erfurt-Tonndorfer Störungszone

Von Dr. P. Michael in Weimar

Hierzu Tafel 6 und zwei Abbildungen

Die aus der Gegend von Erfurt nach Tonndorf in herzynischer Richtung hinziehende Schichtenaufrichtung hat bisher nur in ihrem westlichsten Abschnitte eine den heutigen Anforderungen Rechnung tragende Bearbeitung erfahren. In einer im Jahrbuche der Preuß. Geolog. Landesanstalt von 1928 erschienenen Abhandlung beschreibt A. Reichardt die in die Nachbarschaft Erfurts hereinreichenden Endteile dieser Störungszone, und seine kürzlich ausgegebene Geologische Umgebungskarte von Erfurt, die leider die letzte Arbeit des verdienstvollen Heimatforschers werden sollte, bringt nun auch die erwünschte kartographische Unterlage dazu. Über den ganzen großen Hauptteil des Störungsgebietes sind wir aber bisher auf die alten Aufnahmen der Blätter Weimar, Erfurt und Kranichfeld, die ja mit zu den ältesten Thüringens gehören, angewiesen geblieben. Einige neuere Arbeiten von H. Behrends und W. Raabe[1]) über den Tannrodaer Sattel ziehen jene Störung zwar auch mit in ihren Untersuchungsbereich, bringen aber doch für deren genauere Kenntnis kein wesentlich neues Material herbei. Im Anschluß an meine geologischen Arbeiten auf Blatt Weimar habe ich darum in den letzten Jahren eine vollständige Neukartierung des fraglichen Gebietes vorgenommen. Sie ist auf beiliegender Karte zur Darstellung gebracht, die auch noch nördlich und südlich anstoßende Teile mitbringt und sich in der äußersten NW-Ecke unmittelbar an die SO-Ecke der Reichardt'schen Karte anschließt.

Der größte Teil des Aufnahmegebietes ist Waldland und ist auch sonst nicht durch reichlichere Aufschlüsse ausgezeichnet. Daher bleibt trotz vielfältiger Durchforschung noch mancherlei Unsicherheit bestehen, wie aus den beifolgenden Erläuterungen kenntlich werden wird. Dankbar hatte ich es zu begrüßen, daß ich einzelne Abschnitte mit Herrn Geh. Bergrat E. Zimmermann, Berlin, habe begehen können und dabei manchen wertvollen Hinweis und manche Aufklärung mir habe zu Nutzen machen dürfen.

Unsere Störungszone zeigt in ihrem Längsverlauf etwas wechselnden Charakter, am stärksten weicht sie in ihrem östlichsten Abschnitt vom Durchschnittsbilde ab, darum werde ich diesen Teil zuletzt besprechen und beginne mit der Gegend nördlich Tonndorf—Nauendorf. Unschwer erkennen wir hier zunächst den beiden Orten eine einfach gebaute Mulde. Die z. T. in sehr steilen Graden etwa N einfallenden Schichten des Steinbergs und Galgen-

1) H. Behrends, Geolog. Untersuchungen über Stratigraphie, Tektonik u. Morphologie des Tannrodaer Sattels. — Beitr. z. Geol. v. Thüringen, 3. Bd. Jena 1933.

W. Raabe, Ein Beitrag zur Kenntnis v. d. Tektonik d. Tannrodaer Sattels usw. Ungedruckte Dissertation. Jena 1921.

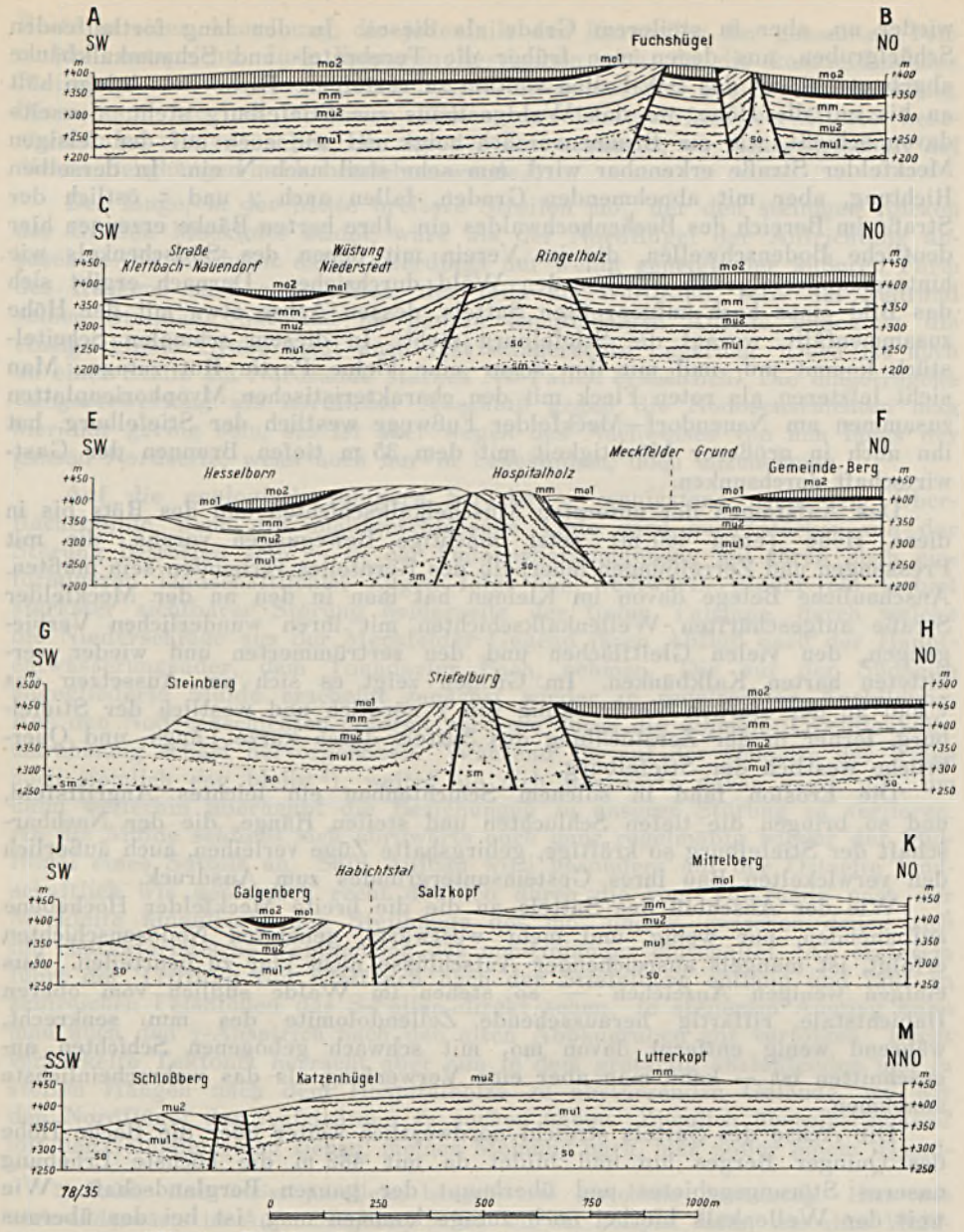


Abb. 1. Profile durch die Erfurt—Tonndorfer Störungszone

bergs bezeichnen ihren Südflügel, ihr Kernteil sind die mo_1-Inseln nördlich davon. Die kleinere westliche derselben zeigt in mehreren Steinbrüchen deutlich die synklinale Lagerung der Muldenmitte, die aber hier dank der Widerstandsfähigkeit des Gesteins sich als Kuppe über ihre Umgebung heraushebt. Nördlich davon steigen mit dem Gelände auch die Schichten

wieder an, aber in steilerem Grade als dieses. In den lang fortlaufenden Schürfgruben, aus denen man früher die Terebratel- und Schaumkalkbänke abgebaut hat, ist das SW-Fallen weithin zu verfolgen. Diese Schichtlage hält an bis auf die Höhe, wo das Waldgasthaus zur Stiefelburg steht. Jenseits davon schießt, wie ein Brunnenversuch zeigt und wie auch auf der felsigen Meckfelder Straße erkennbar wird, mm sehr steil nach N ein. In derselben Richtung, aber mit abnehmenden Graden, fallen auch χ und τ östlich der Straße im Bereich des Buchenhochwaldes ein. Ihre harten Bänke erzeugen hier deutliche Bodenschwellen, die im Verein mit denen des Südschenkels wie hintereinanderfolgende Wellen den Wald durchziehen. Darnach ergibt sich das Bild eines hoch aufgepreßten Sattels, dessen Achse etwa mit der Höhe zusammenfällt, worauf die Stiefelburg steht. In diesem schmalen Scheitelstück kommt mu_1 und mit ihm sogar eine kleine Partie Röt zutage. Man sieht letzteren als roten Fleck mit den charakteristischen Myophorienplatten zusammen am Nauendorf—Meckfelder Fußwege westlich der Stiefelburg, hat ihn auch in größerer Mächtigkeit mit dem 35 m tiefen Brunnen der Gastwirtschaft durchsunken.

Das Aufsteigen der untersten Muschelkalkschichten und des Röts bis in diese Höhe (etwa 460 m) setzt mächtige Bewegungen voraus, die mit Pressungen und Zerreißungen innerhalb des Kernteiles verbunden sein mußten. Anschauliche Belege davon im Kleinen hat man in den an der Meckfelder Straße aufgeschürften Wellenkalkschichten mit ihren wunderlichen Verbiegungen, den vielen Gleitflächen und den zertrümmerten und wieder verkitteten harten Kalkbänken. Im Großen zeigt es sich am Aussetzen des τ und an der starken Verdrückung von χ nördlich und westlich der Stiefelburg, ferner in der Zerstücklung des Sattels durch kurze Längs- und Querbrüche westlich der Stiefelburg.

Die Erosion fand in solchem Schichtenbau ein leichtes Angriffsfeld, und so bringen die tiefen Schluchten und steilen Hänge, die der Nachbarschaft der Stiefelburg so kräftige, gebirgshafte Züge verleihen, auch äußerlich den verwickelten Bau ihres Gesteinsuntergrundes zum Ausdruck.

Wie der Anschluß des Sattels an die die breite Meckfelder Hochebene aufbauenden, nur wenig, und mehr westwärts, geneigten Nodosenschichten erfolgt, ist mangels ausreichender Aufschlüsse nicht klar zu beurteilen. Aus einigen wenigen Anzeichen — so stehen im Walde südlich vom oberen Habichtstale riffartig heraussehende Zellendolomite des mm senkrecht, während wenig entfernt davon mo_1 mit schwach gebogenen Schichten angeschnitten ist — kann man aber eine Verwerfung als das wahrscheinlichste annehmen.

Die Achse des Sattels streicht nordwestlich weiter über die flache Höhe des Quinger Berges hin und bildet da mit 482 m die höchste Erhebung unseres Störungsgebietes und überhaupt der ganzen Berglandschaft. Wie weit der Wellenkalk hierbei noch zutage kommen mag, ist bei der überaus dichten Zwenkegrasdecke, die den mit Nadelholz bestockten Boden überzieht, nicht zu erkennen, nur vom χ sind — aber auch nur winzige — Spuren auf der Höhe wahrnehmbar. Den Hauptteil des Berges bildet der Mittlere Muschelkalk, der anscheinend unter Bildung von zwei flachen Einmuldungen bis zur höchsten Höhe emporgehoben ist. Sein SW-Fallen wird an den nördlichen Steilhängen zweier nach der tiefen westlichen Grenzschlucht vorstoßenden Bergnasen gut erkennbar. Auf dem mm liegen drei dünne mo_1-

Reste in einer Anordnung, die jedenfalls den Kernteilen der genannten Teilmulden entspricht. Ihre Konturen bestimmen sich, da die kennzeichnenden Steilhänge nur teilweise entwickelt sind, etwas unsicher aus der Steinhäufung. Diese kann hier zu Irrtümern führen, da sich mehrfach verwitterte Lesesteinhaufen mit zugesellen, die aus der Zeit stammen, wo Ackerwirtschaft auf diesen Berghängen noch betrieben wurde [2]).

Der lange, in der Mitte breitere Streifen mo_1, der den steinigen Rücken der Großen Mockleite bildet, wäre als der Nordflügel der Aufrichtung anzusehen. Er erscheint dafür allerdings nur wenig geneigt, der äußeren Form des Rückens nach zu urteilen, der teils am Nordrand, teils am Südrand seinen Steilhang hat und im ganzen ebenflächigen Aufbau andeutet; die einzige kleine Grube zeigt auch fast waagerechte Lagerung. Doch ist auch an einer Stelle am Nordrande starkes NO-Fallen ersichtlich. Die eingetragene Längsverwerfung als nördlicher Abschluß gegen die Nodosenschichten mag hier nur gering sein, sie ist aber wegen des Nachweises von mm längs der ganzen Nordseite, wenn auch nur in Lesesteinen, doch anzunehmen.

Auf die geologisch ruhigere Strecke — wenigstens nach dem Oberflächenbilde, denn die unaufgeschlossene Tiefe wird auch stärker von der Störung betroffen sein — in der Quingerbergumgebung mit ihren auch einförmigeren landschaftlichen Zügen folgt nun westwärts wieder ein Gebiet stärkster sichtbarer Störung beiderseits der tiefen Talrinne, durch welche die Niederschläge aus der Meckfelder Gegend ihren Abfluß nach der Hauptentwässerungsader, dem Tonndorfer Bach, nehmen. Die auf der Südseite angegliederte Mulde erscheint zunächst wieder in regelrechter Ausbildung. Aus den Nodosenschichten geformt wird sie durch die schmale Trochitenkalkumrahmung scharf hervorgehoben. Während sie auf der Ostseite des Tales noch ziemlich eng bleibt [3]), weitet sie sich westwärts davon rasch aus, um dann weiterhin überhaupt die Beziehungen zu unserer Störung zu verlieren. An die Mulde schließt sich nordwärts auch ganz regelmäßig wieder der Südflügel eines Sattels an. Sein Aufbau wird besonders auf der Ostseite landschaftlich wie geologisch recht deutlich durch die vom Talgrunde nach der Mockleite hinaufziehenden Steilhänge des mo_1 und χ, zwischen denen sich die charakteristische Verflachung des mm-Geländes einschaltet. An ersterem führt der Triftweg von Klettbach nach der Stiefelburg entlang und läßt an zahlreichen Felsblößen das S-Fallen direkt sehen. In steilerem Anstieg kann man auch den χ-Ausstrich nach den alten Abbaugruben gut verfolgen. Recht verwickelte Tektonik herrscht aber nun in dem gratartig auslaufenden und in steilen Hängen nach dem Hospitalholze zu abstürzenden Gelände, wo wir den Nordflügel der Aufrichtung zu suchen haben. Ziemlich übereinstimmend mit den Geländeformen ziehen, meiner Meinung nach, hier außer einem irgend-

2) Daher ihre meist parallele, hangabwärts gerichtete Anordnung. Hier wie auch anderwärts im Aufnahmegebiet haben wir ein Beispiel dafür, wie altes Waldland nach Rodung und vorübergehender landwirtschaftlicher Nutzung wieder zum ursprünglichen Zustand, als dem naturgemäßen, zurückgeführt wurde. Charakteristisch für die mo_1-Steinfelder ist ihre Bewachsung mit Schlehengebüsch, das auch im neuen Fichtenwald aushält, ferner die geradezu darauf konzentrierte Besiedlung mit Hundswürger *(Cynanchum Vincetoxicum)*.

3) Zu den Resten der alten hier gelegenen Siedlung gehört auch der Hesselborn, eine echte Muldenquelle.

wie gerichteten Querbruche am Westende der Mockleite drei streichende Verwerfungen entlang, zwischen denen sehr steil nördlich einschießende Schollenteile aus mu_1 bis mm gegeneinander verschoben wurden. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch das Hospitalholz selbst noch mit in diesen Störungsbereich einzubeziehen ist, indessen macht das Walddickicht dort eine genauere geologische Untersuchung fast unmöglich.

Auf der rechten Talseite liegen die Verhältnisse einfacher, wie auch die Geländeformen hier ruhigere sind. In dem dicht bewachsenen Rücken, der sich vom Talgrunde nach dem Ringelholze (Gehölz östlich Klettbach) hinaufzieht, haben wir das Scheitelstück des Sattels vor uns, aus χ bestehend, der in zahlreichen Schürfgruben bloßgelegt nach SW und NO hin einfällt. Diese Kernzone erscheint als Ganzes eingesenkt durch zwei Verwerfungen, die den den Rücken begleitenden Tälchen entlang laufen. Wie sich die Tektonik im einzelnen komplizieren mag, ersieht man recht schön an den zahlreichen Felsanschnitten, die der Meckfelder Bach auf der Durchbruchsstrecke geschaffen hat. In der Skizze (Abb. 2) sind die getrennten Anschnitte zu einem fortlaufenden Profile verbunden.

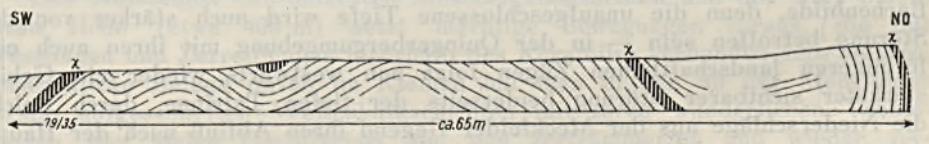


Abb. 2. Aufschlüsse am Meckfelder Bach

Während der Schaumkalk sich hier meist recht gut erkennen und verfolgen läßt, sind die Terebratelbänke außergewöhnlich zerrüttet, so daß man immer nur wenige isolierte Blockstücke vor sich hat, die überdies noch mehrfach durch den Gebirgsdruck stark verändert, z. B. zu einer feinkörnigen Breckzie geworden sind, und im Bachbett, wo man τ einmal wirklich als geschlossene Bank anstehend findet, zeigt er sich in recht ungewöhnlicher Ausbildung (siehe S. 82).

Die Störung nimmt nun weiterhin mit ihrem Eintritt in die Klettbacher Ackerlandschaft den Charakter einer mehr einseitigen Aufrichtung an, indem die tiefsten Schichten vorwiegend an der nördlichen Außenseite hervortraten. Es ist überwiegend mm, der hier an die Nodosenschichten des Hochplateaus anstößt. Ganz wenige am südlichen Waldrande des Forstortes 55 (nördlich Klettbach) liegende Schaumkalkblöcke könnten andeuten, daß auch χ hier an der Verwerfung mit hochkommt. Auf noch stärkere Aufpressungen weisen aber die Spuren von Röt hin, deren eine nördlich vom Fuchshügel, deren andere sich am Windmühlenhügel bei „Wüstung" Doberstedt findet. Es ist allerdings nur roter und grünlicher Tonboden mit kleinen Mergelbrocken, was man ersteren Ortes an einem Waldwege, an letzterer Stelle sogar nur im frischgeackerten Felde sehen kann, doch kann kaum etwas anderes als Röt dafür in Frage kommen; sein unvermitteltes Auftreten neben jüngeren Schichten ist ja auch von anderen thüringischen Störungen im Bereiche der Trias bekannt und durch die seinem Gesteinsmaterial eigene Bewegungsfähigkeit auch hinreichend zu erklären.

Soweit die Störung durch die Klettbacher Landschaft hindurchgeht, spricht sie sich oberflächlich recht wenig aus, am ehesten noch schafft der rasche

Wechsel von mm und mo_1 am Windmühlenhügel einige Anzeichen, während im übrigen hier der Trochitenkalk merkwürdigerweise seinen formgebenden Einfluß ganz aufgibt.

Um so kräftiger prägt sich die Störung landschaftlich nun aus in dem anschließenden Waldgelände des Fuchshügels und dessen westlicher Fortsetzung, dem Schweinsberge, wie der auf dem Meßtischblatt unbenannte Rücken südlich vom Kurhaus Schloß Haarberg im Volksmunde heißt. Der scharf nach NW vorstoßende und hier jäh absetzende Bergrücken von stellenweise gratartiger Schärfe fällt nach dem südlich entlang laufenden Tale (Hirnzigengrund genannt) größtenteils mit sehr steilen, steinigen Hängen ab, während sein nördlicher Hang durch staffelartig aufgereihte Terrassen auffällig gegliedert ist.

Die Klarstellung der Einzelheiten des anscheinend ziemlich verwickelten geologischen Aufbaues ist bei dem Mangel ordentlicher Aufschlüsse sehr erschwert. Im Ganzen betrachtet liegt aber auch hier eine vorwiegend nordwärts gerichtete Aufstauchung, also mit S-Fallen, vor, an der auch die Nodosenschichten stärker als bisher mit beteiligt sind. Besonders kompliziert sich die Tektonik jedenfalls am Nordrande, indem da neben der Hauptverwerfung noch Parallelbrüche einhergehen. Darauf deuten wenigstens die auffälligen Terrassen hin. Geologische Nachweise dafür sind freilich zurzeit so gut wie gar nicht zu gewinnen, da eine hier im Windschatten besonders dicht aufgehäufte Laubdecke jeglichen Einblick verwehrt. Es ist darum auch von einer Eintragung dieser wahrscheinlichen Brüche auf der Karte abgesehen worden.

Westlich vom Schweinsberg taucht der Obere Wellenkalk unvermutet wieder auf. Mit seinen charakteristischen Steilhängen begleitet er den Talgrund rechtsseitig bis zu dessen Umbiegung nach N, linksseitig ist er nur in dem stumpfen Sporn, mit dem das Klosterholz in das Tal vorspringt, deutlich erkennbar. Der Schaumkalk ist auf der ganzen Länge mit zu verfolgen, wenn auch meist nur im Gehängeschutt; vom Terebratulakalk (hier sehr trochitenreich) gibt aber nur ein winziger Anschnitt im Bachbette — in der Nähe eines steinernen Wehres — Zeugnis. Auf der rechten Talseite wird an zahlreichen Stellen, besonders schön in einem größeren Schurfe nahe am Bache, steiles bis fast senkrechtes Einfallen nach N und NO angezeigt in mu_2 wie im darüberfolgenden mm. Verfolgt man den vielgewundenen Bachlauf aber, so sieht man in den mancherlei Felsanschnitten, die die Regenfluten geschaffen haben, die Wellenkalkschichten auch entgegengesetzt fallen, überhaupt in enge Falten zusammengeschoben, so daß das Wasser zierliche Modelle von Anti- und Synklinaltälchen daraus auswaschen konnte. Man hat in dieser gefalteten Wellenkalkzone die Achse der Aufsattelung vor sich. Während ihr nördlicher Schenkel, gebildet aus den regelmäßig übereinander folgenden mu_2, χ, mm, mo_1 und mo_2 wohl nur teilweise und nicht tiefgehend verworfen ist, wird ihr südlicher Schenkel durch eine starke Verwerfung — angezeigt durch das unmittelbare Herantreten der Nodosenschichten des Klosterholzes, die anscheinend nur geringe Lagerungsänderungen erfuhren — fast vollständig unterdrückt, so daß das Bild einer einseitigen Aufrichtung entsteht mit dem Auftrieb an der Südseite, also umgekehrt wie im vorher betrachteten Gebiete. Es muß also dazwischen eine Umschwenkungszone liegen und das wäre die Gegend an der Stirnseite des Schweinsberges; ich habe sie als Querverwerfung angedeutet. Die hier erkennbaren Verstürzungen des Schaumkalks und Wellenkalks mit SSO-Einfallen, das absonderliche Vorgreifen des mo_2

von N her, sowie auch der jähe Geländeabfall im Schweinsberg könnten als Zeugnisse für diese Querstörung angesehen werden.

Da die Hauptverwerfung ungefähr mit dem Verlaufe des Tales zusammenfällt, wird sie wahrscheinlich auch dessen Anlage bestimmt haben. Ob der Königsborn, das ist die auf dem Meßtischblatt angegebene Quelle an der preußischen Grenze, seiner Lage wegen als Spaltenquelle anzusehen ist, mag dahingestellt bleiben. Quellen und Naßgallen sind im Kloster- und Peterholz verbreitet, ihr Zusammenhang mit den tonreichen Nodosenschichten auch hinreichend zu erklären, darum könnte der Königsborn ganz wohl auch eine einfache Schichtquelle sein. Bemerkt sei noch, daß das wenige Quellwasser, das den Bach für gewöhnlich speist, mit dem Eintritt in den Wellenkalk von dessen Klüften verschluckt wird.

Der Weiterverlauf der Störung entzieht sich zunächst auf kurze Strecke fast ganz der Beobachtung, nur die Steilstellung des mm, die am Waldwege von der Jägerwiese nach dem mehrstrahligen Wegezentrum am Ende des Klosterholzes in einer kleinen Grube sowie am Wegegraben sichtbar wird, gibt einigen Anhalt für die Eintragungen auf der Karte. Sehr deutlich enthüllt sich aber dafür ihr Bau wieder am Hahnberg und in seinem südlichen Vorgelände, wo außer Schürfen und Steinbrüchen besonders die tiefen Wasserrisse (Wilder Graben und Gießlers Graben), mit denen sich die aus dem Klosterholze und vom Hopfenberg herabkommenden Bäche am Hahnberg vereinigen, ausgezeichnete z. T. sogar eindrucksvolle Aufschlüsse liefern, während die stattliche Erhebung des Hahnberges selbst die Störung auch in der Landschaft weithin mit kenntlich macht. Es wiederholt sich im Ganzen das gleiche tektonische Bild wie westlich vom Schweinsberg, indem die gehobenen Muschelkalkschichten fast ausschließlich nach NNO einfallen. Die Intensität der Aufrichtung ist hier aber noch gesteigert, da auch noch Unterer Wellenkalk und Röt mit zur Oberfläche gebracht wurden. Man bekommt letztere in Gießlers Graben freilich nur zu sehen, wenn stärkere Regengüsse für Ausräumung des Schuttes gesorgt haben. Ihre Schichten stehen fast senkrecht, mit den höheren Horizonten des Muschelkalkes verflacht sich die Neigung, so daß eine Art Fächerstruktur zugrunde liegen muß. Indem wenig südlich vom Rötausbiß die Nodosenschichten mit Unterem Keuper anstehen, ergibt sich als Maß für die Hauptverwerfung (Südseite) der Betrag der gesamten Muschelkalkmächtigkeit, also gegen 200 m.

Der Untere Wellenkalk ist bei der Aufpressung wohl größtenteils verdrückt worden, daher auch auf der Karte nicht ausgeschieden. Auch der Mittlere Muschelkalk muß durch Auswalzung oder Verwerfung gekürzt sein, denn am Hahnberg, wo χ wenig unterhalb des Landheims (Georgsburg) und mo_1 direkt dahinter anstehen, bleibt für mm nicht der seiner Mächtigkeit entsprechende Raum übrig. Vom Terebratulakalk sind nur Spuren in Gestalt von Lesesteinen zu entdecken. Es hat den Anschein, als ob der Schichtenaufrichtung ein Sattel zugrunde liegt. Neben den Wellenkalkfelsen, die sich in dem Gehölz östlich von dem als Naturdenkmal angegebenen Braunkohlenquarzit verbergen, also in unmittelbarer Nähe der Verwerfung, kommt nochmals mm zum Vorschein, u. a. muß ein mächtiger Fels aus Reibungsbreckzie dahin gerechnet werden. Im Verein mit den Spuren einer zweiten χ-Zone auf der Höhe darüber, könnte das vielleicht wie ein kurzes Stück Südflügel angesehen werden.

Wir haben nun noch den östlichsten Abschnitt unseres Störungsgebietes zu betrachten. Er liegt größtenteils im Bereiche des Tonndorfer Schloßholzes, einer geschlossenen Waldlandschaft, die durch einen Fächer tiefer Täler reich gegliedert ist, für deren Verlauf jedenfalls die tektonischen Vorgänge mit richtunggebend geworden sind. Die letzten Spuren laufen dann nach dem Tiefengrubener Steinberg hinaus, mit dem der Muschelkalk so merkwürdig spornartig in das Buntsandsteingebiet hineingreift.

Der Sattel, der in der Gegend der Stiefelburg zur größten Höhe emporgetrieben ist, senkt sich nach dem Habichtstale[4]) zu rasch abwärts, wobei er auch flacher wird. Durch eine nun beginnende Umschwenkung der in der Fortsetzung seines Nordflügels gelegenen Schichten in die Querrichtung wird das bisherige tektonische Bild wesentlich anders. An einer am Südhange des Salzkopfes herumlaufenden neuen Wegeanlage kann man sehen, wie die weiter oben noch fast waagerechten, vielleicht sogar etwas bergwärts geneigten Terebratelbänke mit dem Hangenden mu_2 zunehmend nach Süden hin (SW bis SO) einbiegen, stellenweise mit jähem Knick, und zwar mit allen Anzeichen starker Druckwirkungen. Da der hier S fallende τ nicht auf den jenseits des Habichtstales mit dem Nordflügel der Galgenbergmulde nach N aufsteigenden τ trifft, sondern dazu $\perp$ parallel läuft, muß eine Verwerfung dazwischen hinstreichen. Ihr Verlauf wird durch das untere Habichtstal bezeichnet. Die Zone, wo die Umkehrung der Fallrichtungen sich hauptsächlich vollzog, ist in dem nordsüdlich gerichteten Abschnitt des Habichtstales zu suchen, doch ist von anstehendem Gestein hier leider nichts zu erkennen.

Mit S- bis SW-Schichtenfallen schließen sich weiter ostwärts nun noch ausgedehnte Gebiete an. Wie die Karte zeigt, senkt sich vom Lutterkopf und Hopfberg her der ganze Wellenkalk ziemlich beträchtlich teils mehr nach SW, teils mehr nach S zu. Nördliches Fallen kommt nur noch am Schloßberg und in einer schmalen Zone nördlich des dahinter laufenden Tälchens vor. Wo beide entgegengesetzt fallenden Schichten zusammenstoßen wird die Verwerfung weiter laufen, die aus dem Habichtstale kommt. Ihr muß sich noch eine zweite, parallele zugesellen, da wenig nördlich über der χ-Zone nochmals τ sich in derselben Ausdehnung verfolgen läßt und auf diesen sogleich mu_1 folgt. Der Rücken, auf dessen steil N fallenden Terebratelbänken das Tonndorfer Schloß sich erhebt, stellt ein Reststück der Galgenbergmulde dar, die durch die Habichtstal-Verwerfung und ihre östliche Fortsetzung schließlich vollständig abgeschnitten wird.

Im Luttergrunde[5]), wo man auf langem Steinpflaster über die beiden τ-Bänke hingeht, zeigt der jähe Niveauunterschied von der im Grunde und der am Osthang des Salzkopfes auslaufenden τ-Bank eine Querverwerfung an, die sich möglicherweise in der Richtung des Hauptquertales südwärts bis zu seiner Ausmündung oberhalb Tonndorf fortsetzt. Die Verstürzungen hoch oben am felsigen Westrande des Katzenhügels (das ist der steile Bergrücken nördlich vom Schloßberg) mögen z. T. auch tektonischer Art sein.

4) Der auf dem Meßtischblatt angegebene Name ist auf das ganze Tal bis zur Einmündung des Luttergrundes auszudehnen.

5) d. i. nach früherer Bezeichnung das unmittelbar am Salzkopf nach N hinziehende Tal, während auf neuen Karten dieser Name auf das östliche Nachbartal übertragen ist.

Im letzten Abschnitte nach Tiefengruben zu sind direkte Nachweise für ein Weiterlaufen der Verwerfungen noch nicht gefunden. Mancherlei Anzeichen unruhiger Schichtenlage machen dies aber immerhin wahrscheinlich. Auch das Lagenverhältnis der größtenteils südwärts fallenden Wellenkalkschichten zu dem südlich vorgelagerten Röt deutet doch auf eine Diskordanz hin, und in dem schmalen Vorstoß des Muschelkalks in den Buntsandstein hinein, vielleicht auch in zwei flachen Senken, die mit einem dazwischen sich aufwölbenden Rücken nebeneinander in ostwestlicher Richtung an der Breitseite des Steinbergs hinlaufen, könnte man auch morphologische Andeutungen von Schichtenstörungen erkennen. —

Überblicken wir nochmals das gesamte Störungsgebiet: Es bildet eine ungewöhnlich schmale, nur 200—500 m breite herzynische Aufpressungszone zwischen breiten, nur ganz flach gewellten bis fast ebenen Schichtentafeln. In ihr sehen wir in dem Abschnitte zwischen Nauendorf und Klettbach einen Schichtensattel, dessen Nordflügel meist besonders steil und von streichenden Verwerfungen zerbrochen ist. Mit einer Verwerfung setzt sie jedenfalls größtenteils auch nordwärts gegen das im Ganzen plateauartige Gelände des Oberen Muschelkalks ab. Südwärts schließt sich eine von Osten nach Westen flacher und breiter werdende Mulde eng an, deren Kern aus mo_1 und mo_2 besteht. Von Klettbach ab nach NW tritt der sattelartige Charakter zurück, es bleiben mehr einseitige Schichtenaufstauchungen übrig, indem gewissermaßen die Flügel des Sattels gesondert nacheinander auftauchen, und zwar zuerst der südliche, dann der nördliche, so daß die tiefsten Teile (Röt) im östlichen Abschnitte am Nordrande, im westlichen am Südrande an Verwerfungen in die Höhe kommen. Durch den Wegfall der Mulde verschmälert sich die ganze Störungszone. Bei Erfurt ragen schließlich die beiden Herrenberge nur noch als ganz schmale Aufpressungshorste (nach Reichardt) über den Mittleren Keuper heraus. — Im Längsprofil zeigt sich ein mehrfaches Aufü und Niedersteigen der Sattelachse, jähe Unterbrechungen durch Querverwerfungen haben wir an den Stirnseiten der Mockleite und des Schweinsberges. Im östlichsten Abschnitte macht die Schichtenaufpressung einer Einbiegung Platz, wobei Verwerfungen den Übergang vermitteln, die dann auch weiterstreichen.

Durch die der Aufsattlung auf der Südseite angegliederte Mulde erscheint unsere Störung mit der großen Tannrodaer Aufwölbung in Verbindung gebracht. Daß der Südflügel jener Mulde aber doch nicht dem Nordflügel des Tannrodaer Sattels gleichzusetzen ist, ergibt sich aus der großen Verschiedenheit ihrer Neigungen: In dem Steilhang vom Tonndorfer Schloßberg bis zum Michelsberg, mit dem der Muschelkalk so jäh nach S abbricht, haben wir fast durchgängig steile Schichtenstellung (die im aufgeschlossenen Röt [bei Höhepunkt 338] sogar fast saiger wird), während der Tannrodaer Sattel doch sonst sehr flach von Norden her ansteigt. Die Selbständigkeit unserer Störung ergibt sich ja auch daraus, daß sie sich nordwestwärts immer weiter vom Tannrodaer Sattel entfernt, wie sie andererseits ostwärts wahrscheinlich denselben ganz durchquert. Die kräftigen Auf- und Zusammenstauchungen, die unsere Störungszone kennzeichnen, entstammen also jedenfalls einer jüngeren Bildungsperiode als der Tannrodaer Sattel. Die Beziehungen beider zueinander erscheinen ähnlich wie Ilmtalstörung und Ettersbergsattel. —

Als Anhang seien noch einige Bemerkungen vorwiegend stratigraphischer Art angefügt zur weiteren Kenntnis des Muschelkalks, von dem aus diesem ganzen Gebiete noch wenig bekannt geworden ist.

Die der Beobachtung so selten zugängigen Myophorienschichten sind nördlich Tonndorf an dem am Galgenberg aufwärts führenden Fahrweg nach Meckfeld gegenwärtig sichtbar geworden, wie auch anschließend ein fast vollständiges Profil vom ganzen Unteren Muschelkalk durch Seitenschürfungen und Auffrischung des Straßengrabens bloßgelegt ist. Die Myophorienschichten — wie gewöhnlich, ein Wechsel von dünnen Kalkplatten und Tonmergeln, dann vorherrschend dünnschiefrige Mergel, zuoberst wieder Wechsel mit Kalkplatten — beginnen über gelblichen, mit Faserkalk durchsetzten Zellenmergeln mit einer hellgelben harten Bank dichten Kalkes (10 cm), der sich rostfleckige plattige Kalke mit geringer Glaukonitführung und eine sehr harte kompakte Kalkbank (20—30 cm) anschließen. Den oberen Abschluß der Myophorienschichten bilden abermals gelbe Kalke, aber von lebhafterer Färbung. Letztere lassen sich weithin über Tiefengruben am ganzen Wachholderberg entlang verfolgen und zeigen in diesem Verlaufe auch manchmal engmaschige Gitter- und Kastenstruktur. Ein Steinbruch nördlich Tiefengruben nahe Punkt 423,6 zeigt sie 1,30 m stark. Bei Tonndorf sind Messungen wegen der verschieden steilen Schichtenstellung nicht angängig.

Die Oolithbänke treten im Gebiete kaum in Erscheinung. Die wenigen Fundstellen im Bereiche der Karte sind isoliert belassen. In dem Straßenanschnitte am Galgenberg haben wir eine ockerfarbige, schaumig-oolithische dünne Kalkbank, darunter dichten grauen Wulstkalk mit ockrigen Höhlungen und darüber dünne, poröse Bänkchen mit kleinen Trochiten, *Lima* und *Natica*. An der Kuppe östlich vom Schloßberg sieht man als Lesesteine am südlichen Feldrande 10—15 cm starke oolithisch-schaumige Platten, reich an Trochiten, beiderseits mit einer Lage dichten Kalkes, der von zahlreichen feinen Bohrgängen, *Tryppanites*[6]), durchsetzt ist. Ein kleiner Bruch südlich Hesselborn, der nach Lage dem Oolithhorizont entsprechen könnte, zeigt stärkere Kalkbänke von abweichender Beschaffenheit, es fehlen auch die charakteristischen Bohrkanäle, so daß es ungewiß ist, ob die Oolithbank hier vorliegt. Behrends[7]) erwähnt ein Vorkommen in der Schlucht zwischen Michelsberg und Steinberg. Weiter ostwärts in der Nachbarschaft des Hexenberges ist die Oolithbank mehrfach in ähnlicher Ausbildung wie bei Tonndorf anzutreffen.

Häufiger und deutlicher sind die dem Unteren Wellenkalk eigenen verschiedenen Konglomeratbänke. Es sieht fast aus, als ob sie trotz ihrer meist geringen Mächtigkeiten doch ziemlich aushaltende Horizonte bilden. Die von H. Seifert[8]) geradezu als Leitbank angesprochene tiefste Konglomeratschicht am Grunde des Unteren Wellenkalks ist auch hier vertreten und u. a. gut aufgeschlossen in dem oben erwähnten Steinbruche nördlich Tiefengruben. Es liegen da zwei Bänke von je etwa 15 cm Stärke in geringem Abstande über dem Gelbkalke, dabei auch noch die charakteristischen quergeplatteten Zwischenlagen im Wellenkalke. In dem Galgenbergprofile sind die den

6) Nach K. Mägdefrau, Über einige Bohrgänge aus dem Unteren Muschelkalk von Jena. Paläontolog. Ztsch., Bd. 14.

7) A. a. O., S. 331.

8) H. Seifert, Vgl. stratigr. Untersuchungen ü. d. Unt. Muschelkalk in Mittelthüringen. Jb. preuß. geol. L.-A. 1928.

Bänkchen f_2 und f_3 R. Wagner's [9]) entsprechenden Horizonte aufgedeckt. Am häufigsten macht sich die etwa 7 m unter der Terebratulabank liegende, vielfach an *Spiriferina* reiche Konglomeratbank, = f_3 Wagner's, bemerkbar. In einem Vorkommen südlich der Prinzenbuche östlich Gutendorf (etwas außerhalb der Karte) finden sich außer *Spiriferina fragilis Hinnites comtus, Natica gaillardoti, Lima striata* und *lineata* sowie Crinoidenreste.

Die beiden Terebratulabänke sind im Bereiche der Karte durchgehends geringer mächtig als ostwärts z. B. in der Gegend des Hexenberges. Auch E. E. Schmid hebt das in den Erläuterungen zu Blatt Kranichfeld hervor. Es handelt sich dabei gewiß stellenweise um eine nachträgliche Verdünnung, die in Zonen starker Pressungen ja ganz offensichtlich vorliegt und da ganz abnorme Maße erreichen kann (so ist am Salzkopf die obere Terebratelbank nur 35 cm stark), aber andernorts muß doch auch ursprünglicher Zustand vorliegen. Durch den Gebirgsdruck bewirkten strukturellen Änderungen, wie Feinerwerden der Kristallinität, Verhärtung und Weißfärbung begegnet man vielfach. Der Terebratelkalk scheint in dieser Richtung wandlungsfähiger zu sein als der Schaumkalk. Bei der Verwitterung lockert sich der Zusammenhang vorwiegend nach der Schichtebene, so daß manchmal Haufwerke dünner Platten zustande kommen. Die anderwärts so auffällige Löcherbildung kommt wenig vor, um so häufiger sieht man im Waldboden harte, geglättete Blöcke und Platten und oberflächlich so gleichmäßig braun gefärbt, daß man an Braunkohlenquarzite erinnert wird.

Recht abweichend vom normalen Bilde eines stark kristallinen Schalentrümmergesteins nimmt sich der Terebratulakalk in dem Felsanschnitte im Grunde des Meckfelder Baches aus, insofern das Gefüge hier fast dicht zu nennen ist und das übrigens auch gar nicht fest gebankte Gestein nur wenige, aber ganze Schalen von *Terebratula* führt und auch einen ungewöhnlich dunkeln Farbton hat.

Am Grunde der Untern Bank treten die auch anderwärts beobachteten „Löcherkalke" ziemlich verbreitet auf, harte, ziemlich dichte Kalke mit langen und bis 1 cm dicken, sich verästelnden Röhren durchzogen (*Balanoglossites* nach Mägdefrau) [10]). Am Michelsberg sind die Bohrgänge mit zerriebenen Terebratelschalen ausgefüllt.

Die Schaumkalkzone ist durch viele Gruben aufgedeckt, besonders zwischen Lutterkopf und Kesselberg und am Nauendorfer Steinberg. Die ehemals stark betriebenen Gutendorfer Gruben sind heute größtenteils im Verfall. Alle liefern indes meist nur Teilprofile, bald mehr die oberen, bald mehr die unteren Horizonte. Einen vollständigen Anschnitt der ganzen Zone bietet zurzeit ein Steinbruch nördlich neben der Klettbach—Nauendorfer Straße unfern der Wüstung Hesselborn; das Profil E F schneidet die Stelle.

1. 0,90 m Feinschichtiger gelblicher Kalk mit linsenförmigen Zwischenlagen von härterem grauen Kalk. Ersterer lagenweise quergeplattet.
2. 0,20 m Graugelber Bröckelkalk mit Linsen und Platten voll von *Myophoria orbicularis.*
3. 0,85 m Wie Nr. 1, aber ohne Querplattung.

9) R. Wagner, Muschelkalk bei Jena. Abh. d. preuß. geol. L.-A., H. 27. 1897.
10) A. a. O.

4. 0,25 m Bräunlicher, löchrig-schaumiger Kalk, z. T. Schalenzerreibsel. Beim Anschlagen stark bituminös: Oberste Schaumkalkbank.

5. 0,30 m Fester grauer Kalk mit scherbenförmigen dichten Kalkeinschlüssen.

6. 0,45 m Wellenkalk, zu unterst mit einer harten Bank. In beiden *Myophoria vulgaris* u. A.

7. 0,50 m Gelblichweißer Schaumkalk mit kleinen dunkeln Kalkeinschlüssen. Reich an Muscheln und Schnecken: Mittlere Schaumkalkbank.

8. ca. 0,75 m Verrollt und verdeckt.

9. 3,60 m Teils wellige, teils ebenschichtige Kalke mit kurzen quergeplatteten Zwischenlagen (Wellenkalk).

10. 0,18 m Harte graue Kalkbank.

11. 1,00 m Typischer Schaumkalk, sehr reich an Encriniten. Stellenweise von dichtem Kalk streifig durchzogen: Untere Schaumkalkbank.

12. 1,00 m Dünn- und dickplattige Kalke, z. T. wellig.

Ein Vergleich der verschiedenen χ-Profile zeigt beträchtliche Schwankungen sowohl der Beschaffenheit und Struktur wie der Mächtigkeit der einzelnen Schichten, oft auf kurze Entfernung, ein Zeugnis für die Entstehung in flacher See. Die größte Stetigkeit besitzt die fast stets schaumige, selten auch einmal oolithische Untere Schaumkalkbank mit Mächtigkeiten zwischen 1 und fast 3 m, ferner die Obere, meist 20—25 cm starke, vielfach aus Schalenzerreibsel gebildete Schaumkalkbank, die an ihrer düsterbraunen Farbe und ihrem Petroleumgeruch sofort erkennbar wird. In langem Steinpflaster tritt letztere zusammen mit der Scherbenbank (Nr. 5) z. B. in dem Schluchtwege zutage, der am Nordsaum des Eichberges südwestlich Klettbach entlangführt. In einigen Gruben am Lutterkopf sind die Schaumkalkbänke von oben her bis auf etwa 5 cm Tiefe von feinen, unverzweigten Röhren in verschiedener Richtung dicht durchsetzt, ein in reinen Kalkablagerungen immerhin seltenes Vorkommen von Bohrgängen.

Die merkwürdige, außer im Untersten Wellenkalke nur im Schaumkalk auftretende Erscheinung der Querplattung ist in unserem Gebiete vielfach zu beobachten. Immer sind es nur wenig Zentimeter starke, sich rasch auskeilende Lagen in den Wellenkalkmitteln, welchen diese Struktur, eine wohl durch Druck- oder Gleitwirkung erzeugte Art Schieferung, aufgeprägt wurde. In einer Grube am Steinberg bieten die S-förmig gekrümmten, fast wie Hohlziegel aneinander lehnenden Platten, die hier ausnahmsweise auch größere Maße besitzen, ein besonders instruktives Bild der sog. Sigmoidalstruktur.

Der Mittlere Muschelkalk ist in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen, wo man seine dicken Kalkplatten für Bauzwecke aufsucht oder auch einen, freilich minderwertigen Straßenschotter gräbt. Nirgends bekommt man aber einmal in größerem Schichtverband die eigenartigen Zellen- und Knollendolomite zu sehen, die, die oberen Horizonte des mm bildend, weit verbreitet sind. Sie bringen durch ihre schwere Verwitterbarkeit immer etwas steilere Hänge zustande. Solche können übrigens auch die weicheren Kalkschiefer liefern, wenn sie noch eine dünne Decke von Trochitenkalk tragen oder diese erst unlängst durch Abtragung verloren haben (ich rechne dabei

nach alter Art die Hornstein führenden Kalke zu mo_1). Der Lutterkopf, die Höhe 480,4 „auf den Steinen", das Ostende des Hühnerrückens, auch Teile vom Rüttelsberg b. Gutendorf sind Stellen, wo der größte Teil des Steilhanges auf den mm entfällt.

Zu den etwas auffälligeren Gesteinen des mm gehören noch Kalke mit zonenweise angeordneten kleinen Löchern. Auch sie scheinen sich auf die obersten Horizonte zu beschränken (Hühnerrücken, „Ebene" bei Gutendorf).

Vom Trochitenkalk lassen sich trotz weiter Verbreitung und vieler Aufschlüsse keine genaueren Angaben über Mächtigkeit und Einzelgliederung gewinnen, nur soviel wird deutlich, daß die untersten Bänke immer harte oolithische Kalke sind (am Sommerberg südlich Troistedt [Blatt Weimar] in fast massiger Ausbildung beinahe 3 m, an der isolierten Aufwölbung neben der Straße Gutendorf—Bechstedtstraß 2 m), daß in den mittleren Horizonten an Trochiten und *Lima striata* reiche dünnere Bänke mit mergeligen Einschaltungen vertreten sind und die obersten Lagen aus bankigen Kalken mit großen und zahlreichen, oft violettschaligen Terebrateln bestehen. Dunkelbraune Lehme, z. T. mit Hornsteinresten, im Bereiche der mo_1-Decke am Rüttelsberg und im Hospitalholz bezeugen, daß die harten Kalke örtlich vollständig und auch tief verwittern können, sicher unter dem Einfluß langer Waldbedeckung. Die auffällig kleinplattige Zerstückelung und Klüftung, mit der uns der Trochitenkalk in vielen flachen Gruben z. B. auf der Mockleite und am Fuchshügel entgegentritt, ist ein Vorstadium davon [11]).

Die Nodosenschichten sind im Bereiche der Karte nur in den westlichsten Strichen einigermaßen aufgeschlossen. In den Steinbrüchen am Donnerschlag und am Hopfenberg sieht man teils die echte Cycloidesbank, teils die im Profil etwas tiefer stehenden dünneren Kalkbänke, die ebenfalls, wenn auch nicht so gehäuft *Terebratula cycloides,* dabei auch noch *T. vulgaris* führen. Wie bessere Aufschlüsse in der Weimarer Gegend zeigen, bilden die genannten Schichten mit den zwischenliegenden Letten und Mergeln einen Verband von 3—4 m Mächtigkeit (= Terebratula-Schichten E. E. Schmid's) [12]).

Interessant ist das Vorkommen von Gips in den Untern Tonplatten. Es wurde bei einer Brunnengrabung in der Nähe der Moorwiese südlich Bechstedtstraß (wenig außerhalb des nördlichen Kartenrandes) festgestellt. Es handelt sich um dünne Scheiben von Marienglas, die zwischen Mergeln und auf Kluftflächen ausgeschieden sind und somit ganz die Merkmale sekundärer Entstehung tragen. Nach Angabe des Brunnenbauers erstreckt sich diese Gipsführung wohl 20 m tief hinab. Ich führe, da es sich um eine immerhin befremdliche Erscheinung handelt, noch ein weiteres Vorkommnis über Hochheim b. Erfurt an, wo eine Brunnengrabung in den Unteren Tonplatten ebenfalls Marienglas mit herausförderte.

Zu den auf der Karte angegebenen Tertiärvorkommnissen ist zu bemerken, daß diejenigen nördlich Schellroda und nordöstlich Klettbach Ausstreuungen von kleinen Braunkohlenquarzitblöcken darstellen. Nach Lage und

11) Im Gegensatz zu der oben erwähnten Rückverwandlung landwirtschaftlich ungeeigneter Rodungen in Waldland werden in der Klettbacher und Gutendorfer Flur immer weitere Teile des Trochitenkalkes trotz seines ungünstigen Bodens und auch an den für den Pflug schwer zugängigen Hängen der Feldwirtschaft dienstbar gemacht.

12) E. E. Schmid, Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Jena 1876.

Menge der Steine kann es sich ganz wohl um primäre Lagerstätten handeln. Die in der Schlucht vorm Klosterholz liegenden großen Blöcke, darunter auch solche konglomeratischer Art, stammen sicher von obengenannter Stelle, und wahrscheinlich ist auch der mächtige, als erratisch bezeichnete Block am Ausgange des Hopftales einheimisch. Die nördlich und westlich Tiefengruben eingetragenen Stellen bezeichnen spärlich im Waldboden verstreute Milchquarzgerölle vom Charakter der Oligozän-Feinkiese, wie sie in der Nähe von Gutendorf auch anstehend vorkommen und bereits beschrieben worden sind[13]). Auf der Höhe des Kesselberges, bei T, wurde früher aus einer tiefen Grube ein fetter Ton für Töpfereizwecke gegraben. Es ist heute nichts deutliches mehr daran zu erkennen, aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich hier aber um ein Vorkommen tertiären Tones, der der Einbettung in eine Spalte der alten Muschelkalkfastebene seine Erhaltung zu verdanken hat.

Erdfälle. In der Umgebung von Hayn, besonders südlich, finden sich im Bereiche der Nodosenschichten eine Anzahl flacher Bodeneinsenkungen, die als Wirkungen unterirdischer Auslaugung von Salz und Gips im mm anzusehen sind. Als eine Bildung der gleichen Art im großen Maßstabe hat jedenfalls auch der weite Kessel östlich Schellroda mit seiner wiesenbedeckten alluvialen Ausebnung, dem „See", zu gelten. Östlich der Stiefelburg liegt versteckt im Wald noch ein kleinerer Erdfall, hier im Zuge der Terebratelbank.

Urschrift eingegangen am 28. April 1934
Druckauftrag erteilt am 13. November 1935

13) P. Michael, Neue Schottervorkommnisse in der Gegend von Bad Berka. Beitr. z. Geol. v. Thüringen, Bd. III, S. 215. 1932.
H. Behrends, a. a. O.

Über einige Ablagerungen der Unstrut in der Gegend von Freyburg a. U.

Von Ernst Naumann

Mit einer Figur im Text

Wenngleich die 1931 begonnene Neubearbeitung des Blattes Freyburg noch nicht beendet ist, so möchte ich doch einige Ergebnisse derselben hier schon aufzeichnen, weil die Fertigstellung dieses Blattes zunächst wieder weiter hinausgeschoben werden muß.

1. Altdiluviale („Präglaziale") Terrassen

Zu den von Naumann und Picard und Lehmann beschriebenen Fundpunkten präglazialer Unstrutkiese kommen noch einige wenige hinzu, die ich in der folgenden kleinen Tabelle mit * mit den benachbarten präglazialen Ilmkiesen zusammengestellt habe (vgl. auch Fig. 1).

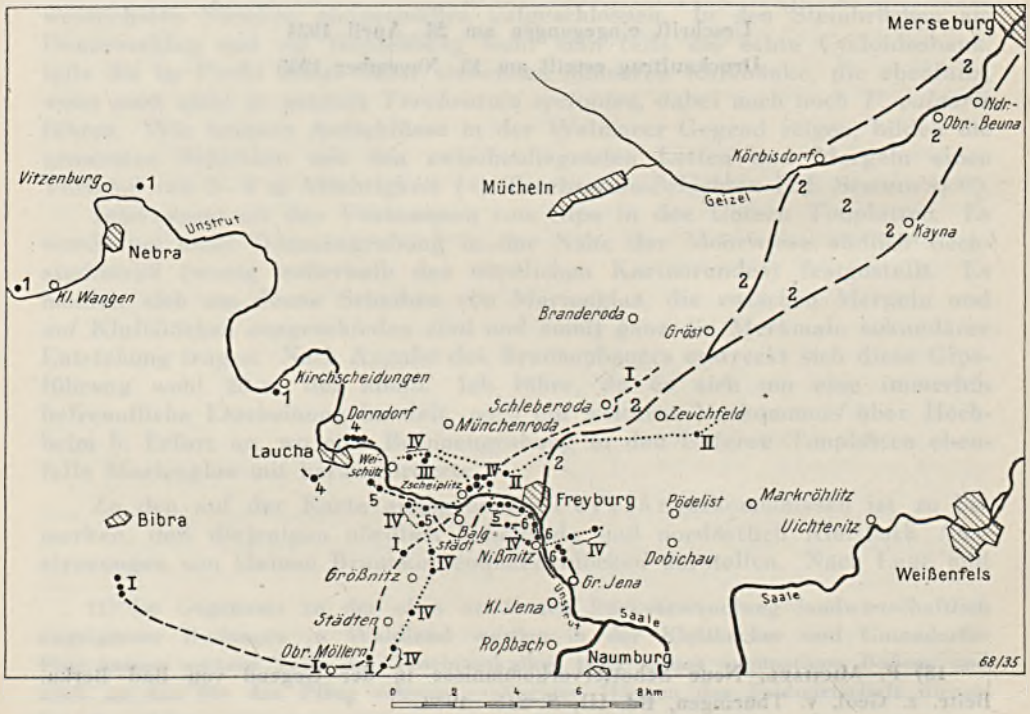


Fig. 1

Als älteste Terrasse hat wohl ein nur im Felde sichtbarer Kies zu gelten, der 1 km ostnordöstlich von Schleberoda an einer Feldböschung in 180 m Höhe beobachtet wurde. Ein etwas tiefer gelegener Kies am Nordabhang des Schweigenberges bei Freyburg ist an einer Feldböschung dem Terebratulakalk aufgelagert, hat 175 m Höhe über NN. und könnte wohl mit dem Ilmkies vom Schwalbengraben und mit dem Zeuchfelder Melanopsenkies, der 160 m hoch liegt, in Verbindung gebracht werden. Der ostnordöstlich von Weischütz in rund 152 m Höhe liegende Kies steht im Felde zutage an; außerdem wurde nach Gäbert in einer 1928 ausgeführten Bohrung „Müncheroda" an der Straße Zscheiplitz—Weischütz südwestlich vom Punkt 165,0 unter Löß, glazialen Schichten und Bänderton ein toniger Kies erbohrt, der in 13,6 m Tiefe (136,40 m) den Myophorienschichten (?) auflagern soll. Vielleicht entspricht dieser dem ebenfalls ostnordöstlich von Weischütz etwa 120 m nordöstlich vom Kilometer 3 in etwa 138 m Höhe auf oberem Buntsandstein lagernden Kies, der allerdings nicht aufgeschlossen war. Zu der tiefsten altdiluvialen Unstrutterrasse gehören außerdem vier Kiesvorkommen nordwestlich und nördlich der Zeddenbacher Mühle, von denen zwei bereits bekannt waren, ein drittes 300 m südwestlich Punkt 142,0 im Felde und ein viertes 550 m nördlich Punkt 106,90 (an der Zeddenbacher Mühle) in einem Weinberg liegt.

Altdiluviale Terrassen

Der Ilm	I	II	III	IV	
Schwalbengraben	187				Blatt Naumburg a. S.
Östlich Städten				160	
Weinberg nordöstlich Größnitz				150	
Südwestlich Balgstädt				150	
Hirschrodaer Graben				150	
Hayn				144	
Der Unstrut					
*Ostnordöstlich Weischütz			*152,5		Blatt Freyburg a. U.
Alte und neue Straße / Zeddenbacher Mühle-Zscheiplitz				140	
*Feld 300 m südwestlich Punkt 142,0				*140	
Westhang des Schweigenberges				140	
*Nördlich vom Schweigenberg		*175			
*Weinberg nordöstlich der Zeddenbacher Mühle				*140	
Nordwestlich Nissmitz				130	
Südlich Punkt 135,3				125	
Prömerberg				120	
*Ostnordöstlich Schleberoda	*180				Blatt Weißenfels
Borntal bei Zeuchfeld		160			

Da der Kies im Hayn im Gegensatz zu meinen früheren Angaben (N. u. P. 1907/1908) nicht als Unstrut-, sondern als Ilmkies gewertet werden muß, die vier obengenannten Kiese nördlich und nordwestlich der Zeddenbacher Mühle aber als Kiese einer Unstrut, die die Ilm bereits aufgenommen hatte, anzusehen sind, so muß die Ilm der tiefsten altdiluvialen Terrasse in der Gegend von Balgstädt in die damalige Unstrut eingemündet sein. Die jüngste altdiluviale Unstrut ist anscheinend von der Gegend nordöstlich Weischütz durch das tote Tal nordwestlich, nördlich und östlich von Zscheiplitz nach dem heutigen Tal nördlich der Zeddenbacher Mühle geflossen und ist dann wohl, da weitere Anhaltspunkte fehlen, mit den Kiesen nordwestlich von Nissmitz, an der Straße Freyburg—Gr. Jena und am Prömerberg zu verbinden. Die Kiese ostnordöstlich Schleberoda und am nördlichen Schweigenberg beweisen anderseits, daß ein ältestes Unstruttal vorhanden war, von dem uns sonst hier keine Reste erhalten sind und, daß andere ältere Unstrutläufe das tote Tal Zscheiplitz—Freyburg bereits zu erodieren begonnen hatten.

Bei der Lückenhaftigkeit der Erhaltung der Terrassen ist eine genaue Einstufung nur bei der jüngsten Terrasse (Nr. IV der Tabelle) möglich, die Lehmann's Haynterrasse entspricht.

Während von einigen Fundpunkten der altdiluvialen Ilmkiese und aus dem Kies des Hayns nach Naumann und Picard einige wenige Mollusken bekannt geworden waren, sind solche in den in unserer Tabelle aufgeführten Unstrutkiesen wohl besonders infolge ungenügender Aufschlüsse bisher nicht gefunden worden. Nur der bekannte Melanopsenkies des Borntals enthält eine kleine Molluskenfauna, die durch v. Fritsch und Wüst bekannt wurde. Obwohl nun W. Weissermel 1911 das Borntalprofil genau beschrieben hatte, so wurde im Jahre 1933 auf eine Anregung Th. Schmierer's hin der Melanopsenkies und das hangende Profil durch Schürfung in der bereits recht verfallenen Kiesgrube mit freundlicher Erlaubnis des Herrn Rittergutsbesitzers Bothe in Markröhlitz erneut freigelegt um aus dem Melanopsenkies und dem Schneckenmergel eine größere Zahl von Mollusken zu gewinnen und möglichst auch für die genauere Altersbestimmung geeignetes Material zu erlangen. Dabei ergab sich folgendes Profil in der Mitte der Grube:

Profil im Borntal bei Zeuchfeld. 20. 9. 1933

	Meter	
12.	0—0,3	Löß bzw. Lößlehm (Gehängelöß).
11.	1—1,2	Geschiebelehm, braun verwittert.
10.	1	Geschiebelehm, grünlich tonig mit Feuerstein und nordischen Geschieben.
9.	0—1,1	Kies, bunt, anscheinend aufgearbeiteter Unstrutkies, ohne nordisches Material.
8.	0,25	Geschiebelehmähnlicher, roststreifiger, sandiger Ton mit Kalkkonkretionen und einzelnen Geschieben (nordisches Material nicht ermittelt).
7.	0,55	Grauer Schneckenmergel ohne nordisches Material.
6.	0,40	Sehr sandiger, grauer, roststreifiger Ton ohne nordisches Material mit *Planorbis (Anisus) leucostoma* Müll., *Clausilia* sp., *Pisidium* sp.
5.	0,40	Sandiger, grauer Ton, z. T. kohlig, enthält nur wenig groben Sand (Quarz) und kein nordisches Material.

4. 0,10 Grauer, bräunlicher und schwärzlicher Ton ohne nordisches Material.
3. 0,15 Grünlicher bis gelblicher, wenig sandiger Ton mit durch Brauneisen verfestigten dünnen Lagen, Schneckenreste, kein nordisches Material.
2. 0,3—0,5 Gelber Sand ohne nordisches Material mit Schneckenresten *(Melanopsis acicularis, Ancylus, Clausilia, Succinea, Helix, Pisidium).*
1. 2 u. mehr Unstrutkies mit *Melanopsis acicularis* u. a., ohne nordisches Material.

In der Deutung dieses Profils stimme ich mit W. Weissermel völlig überein (vgl. Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. H. 6, S. 167—175). Die Aufsammlung in dem Melanopsenkies ergab — die Bestimmungen verdankt der Verfasser Herrn Direktor i. R. Schmierer — folgende Fossilien:

Bithynia (Bithynia) tentaculata (L.) (Deckel h.), *Lithoglyphus pyramidatus* v. Möll., *Fagotia (Microcolpia) acicularis* (Fér.), *Lymnaea (Radix) ovata* Drap. s., *Unio* sp. Unbestimmbare Bruchstücke.

Von dem Schneckenmergel (Schicht 7) wurde eine größere Probe ausgeschlämmt, wobei die folgenden, von Th. Schmierer bestimmten Fossilien gewonnen wurden:

Valvata (Atropidina) pulchella Stud. hh
Valvata (Valvata) cristata Müll. h
Bithynia (Bithynia) tentaculata (L) Deckel h
Bithynia (Bithynia) leachi Shepp. einzelne Anfangswindungen
Carychium minimum Müll. h
Lymnaea (Galba) truncatula (Müll.) hh
Lymnaea (Stagnicola) palustris diluviana Andr. h
Lymnaea (Radix) peregra Müll. s
Lymnaea (Lymnaea) stagnalis (L.) einzelne Anfangswindungen
Anisus (Tropidiscus) planorbis (L.) hh
Anisus (Spiralina) vortex (L.) ss
Anisus (Anisus) leucostoma Müll. häufigste Art
Anisus (Gyraulus) rossmässleri Auersw. h
Anisus (Gyraulus) laevis Ald. s (5 St.)
Anisus (Bathyomphalus) contortus (L.) s (3 St.)
Anisus (Armiger) crista (L.) h
Succinea (Hydrophyga) oblonga elongata Sdb. h
Vertigo (Vertigo) antivertigo Drap. hh
Vertigo (Vertigo) pygmaea Drap. (4 St.)
Vertigo (Vertigo) substriata Jeffr. (3 St.)
Vertigo (Vertigo) parcedentata Sdb. h
Vertigo (Vertilla) angustior Jeffr. hh
Pupilla (Pupilla) muscorum (L.) 2 Bruchstücke
Vallonia pulchella Müll. 4 St.
Vallonia costata Müll. 4 St.
**Vallonia enniensis* Grdl. h
**Clausilia (Clausilia) bidentata* Str. Bruchstücke
Discus (Discus) ruderatus Stud.
Limax sp.
Fructicicola (Fructicicola) fruticum (Müll.) zahlreiche Bruchstücke
Perforatella (Perforatella) bidens Chemn. Bruchstücke (*dibotryon* Kimak.?)

Diese Formen waren früher bereits mit Ausnahme der mit * bezeichneten von W. Weissermel gesammelt und von H. Menzel bestimmt worden. Dazu kommen noch zwei von H. Menzel bestimmte, im Landesmuseum aufbewahrte Formen:

Vitrina (Eucobresia) elongata Drap.
Vertigo (Vertigo) pusilla Müll.

Wüst führt 1900, S. 165 außerdem an:

Buliminus (Chondrula) sp. = *Jaminia* (*Chondrula*) *tridens* Müll.
Ancylus (Ancylus) fluviatilis Müll.)
Valvata (Cincinna) piscinalis (Müll.)
Vivipara sp. (Bruchstücke einer dünnschaligen Form)
Unio batavus Lam.
Sphärium sp.

Aus diesem Fossilinhalt ist, wie bereits Weissermel 1911 (l. c. S. 167—175) hervorgehoben hat, eine sichere Entscheidung darüber, ob der Schneckenmergel als „präglazial" (altdiluvial) oder als Interglazial I zu gelten hat, nicht zu treffen. Vom geologischen Standpunkt betrachtet, ist dagegen der von nordischem Material freie Melanopsenkies seiner Höhenlage wegen als älteres „Präglazial" oder Altdiluvial anzusehen, und auch der Schneckenmergel, in dem bis heute keine Spur von nordischem Material gefunden ist, muß wohl in die „präglaziale" Zeit gestellt werden. Er zeigt in seiner Beschaffenheit eine gewisse Ähnlichkeit mit dem vom Verfasser 1908 vom Galgenberg bei Jena beschriebenen Schneckenton, dessen Fauna jedoch kleiner war und der der untersten „präglazialen" Terrasse der Saale angehörte.

2. Mittel- und jungdiluviale Terrassen

Die Wangener Terrasse Lehmann's hat bei Kirchscheidungen, wo sie am Westausgang des Dorfes in 130 m Höhe gut aufgeschlossen war 20 m Auenabstand. Der von Lehmann zu dieser Terrasse gerechnete Kies südwestlich vor Laucha hat etwa 120 m Basis, gehört also einer tieferen Terrasse an; außerdem sind die Kiese der beiden Kiesgruben nordwestlich vom Apelbach bei Höhe 132,0 m nicht der Unstrut der Wangener Terrasse zuzuteilen, sondern sind meines Erachtens glaziale Schmelzwasserkiese. Nach einer Lücke von Kirchscheidungen abwärts bis Gröst (Blatt Weißenfels) findet sich die Wangener Terrasse nach Lehmann erst wieder in der Ziegelei westlich von Gröst. Der dortige Kies besteht im wesentlichen aus Muschelkalk und enthält nur sehr wenige andere Gesteine, so daß ich ihn eher als einen Nebentalkies betrachten möchte, denn als Unstrutkies. Die Gröst westlich benachbarte Kiesgrube südöstlich von Branderoda (Blatt Freyburg) bei Punkt 131,4 m schließt einen Kies auf, der hauptsächlich aus Muschelkalk besteht; außerdem ist nordisches Material sehr reichlich darin vorhanden (Feuerstein, Porphyr, Beyrichienkalk und kambrischer, glaukonitischer Sandstein), ferner spärliches Unstrutmaterial, wie Schiefer und Grauwacken des Harzes, Kieselschiefer und Porphyre. Der Kies enthält sehr viel Quarz (bis 2 cm) und etwa ein Viertel Sand, der aus Quarz und Feldspat besteht, was besonders für eine glaziale Ablagerung spricht. Von den Kameskiesen der großen Kiesgruben bei Schleberoda ist er m. E. nicht zu unterscheiden.

Durch das tote Tal Weischütz—Zscheiplitz, das von der alten „präglazialen" Unstrut vorgezeichnet war, kann die Unstrut der Wangener Terrasse ihren Weg nicht genommen haben, weil in dem Seitentälchen nördlich der Zeddenbacher Mühle in 140 m Höhe Schotter der Unteren „präglazialen" Unstrut liegen, die oberem Wellenkalk auflagern. Weder unter, noch oberhalb dieser Schotter kann eine Unstrut der Wangener Terrasse hindurchgeflossen sein. Diese muß also ihren Weg durch das heutige Unstruttal bis Freyburg genommen haben und kann dann nur durch das Tal nördlich von Freyburg und das Zeuchfelder Tal nach Blatt Weißenfels gelangt sein.

Von der zweiten Terrasse, der tieferen Stufe der „1. Interglazialzeit", ist auf Blatt Freyburg kein Kies erhalten geblieben (vgl. die Tabelle).

Tabelle der mittel- und jungdiluvialen Unstrutterrassen

	Mitteldiluvial				Jungdiluvial		Auenabstand	Aue*
	1	2	3	4	5	6		
Westlich Kl.-Wangen Kgr. . . .	145—150						30	115
Vitzenburger Zuckerfabrik	138						25	113
Westausgang v. Kirchscheidungen	130						20	110
Südwestlich vor Laucha				120			10,5	109,5
Südöstlich Dorndorf (4 Kgr) . .				120			10,5	109,5
Ostsüdöstlich Laucha					115		7	108
Westnordwestl. Balgstädt bei 107,96					115		7	108
Ostnordöstlich Balgstädt a. d. Straße					113		7	106
Hohlweg südw. Freyburger Brücke					112		6	106
Nordöstlich unter Bhf. Freyburg .						108	2	106
Talrand nordöstlich Nissmitz . . .						107	2	105
Östlich Nissmitz bis Gr. Jena . .						107	2	105

Nach Lehmann gehören einige Kiese seiner Kindelbrücker und Karsdorffer Terrasse hierher. Auch von der dritten Talstufe (= obere Stufe der „2. Interglazialzeit") sind auf Blatt Freyburg bisher keine Reste zu ermitteln gewesen. Bei Laucha und Dorndorf sind dagegen wieder Kiese erhalten, die mit 10,5 m Auenabstand zur vierten Talstufe (= tiefere Stufe der „2. Interglazialzeit") zu stellen sind. Die fünfte Talstufe ist zwischen Laucha und Freyburg auf dem rechten Unstrutufer recht gut erhalten. Die aus der Kiesgrube an der Straße Balgstädt—Freyburg südlich der Zeddenbacher Mühle von Naumann und Picard 1908 neben *Corbicula fluminalis* Müll. angegebene *Neritina fluviatilis* hat sich nach einer Neubestimmung durch Herrn Dr. Staesche als *Neritina serratiliniformis* Geieri erwiesen. Die jüngste, sechste Stufe ist bei Freyburg, Nissmitz und Gr. Jena gut zu erkennen. Da die Schotter der fünften Stufe bis zu den Gärten westlich vom Bahnhof Freyburg reichen, so kann als gesichert gelten, daß die Unstrut dieser Terrasse irgendwo

zwischen Nissmitz und Naumburg in die Saale geflossen ist. Über den Mündungsort zur Zeit der dritten Talstufe ist mangels erhaltener Schotterlager nichts zu ermitteln. Dagegen kann die Unstrut der zweiten Stufe (Kindelbrücker, Karsdorfer und Körbisdorfer Terrassen Lehmann's) nur durch das Freyburg—Zeuchfelder Tal geflossen sein, weil in dem Gebiet des toten Tales Gr.-Jena Markröhlitz, im untersten Teil des Unstruttales zwischen Nissmitz und Naumburg und im heutigen Saaletal zwischen Naumburg und Weißenfels keine Unstrutschotter, sondern ausschließlich Saaleschotter vorhanden sind.

Zusammenfassung

Die altdiluvialen („präglazialen") Terrassen der Unstrut werden für die Gegend von Freyburg durch neue Fundpunkte vermehrt und die altdiluvialen Unstrutläufe genauer festgelegt. Der bekannte Schneckenmergel von Zeuchfeld wird aus geologischen Gründen für „präglazial" erklärt. Die mittel- und jungdiluvialen Unstrutläufe werden kurz erörtert. Die Untersuchungen sollen später fortgesetzt werden.

Schrifttum

Andreae, A.: Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsaß. — Abh. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen, **4.** 1884.

Fritsch, K. v.: Ein alter Wasserlauf der Unstrut von der Freyburger nach der Merseburger Gegend. — Z. f. Nat., **71,** S. 17—36. 1898.

Geyer, D.: Unsere Land- und Süßwasser-Mollusken. — 3. Aufl. Stuttgart 1927.

— : Die Quartärmollusken und die Klimafrage. — Paläont. Z., **5.** 1922.

Lehmann, R.: Das Diluvium des unteren Unstruttales. — Jb. d. Halleschen Verb., **3,** S. 89—124. Halle 1922.

Naumann, E. u. Picard, E.: Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. — Jb. preuß. geol. L.-A., **28,** S. 141—149. Berlin 1907.

— : Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. — Ebenda, **29,** S. 566—588. Berlin 1908.

Schmierer, Th.: Beitrag zur Kenntnis des faunistischen und floristischen Inhalts der Berliner Paludinenbank. — Z. d. deutsch. geol. Ges., **74,** S. 204—236. 1922.

— : Über eine interglaziale Ablagerung nahe Wiedenbrück (Westfalen) und ihre Fauna. — Jb. d. preuß. geol. L.-A., **53,** S. 695—700.

Siegert, L. u. Weissermel, W.: Das Diluvium zwischen Halle und Weißenfels. — Abh. d. preuß. geol. L.-A., N. F. H. 60, S. 135—147. Berlin 1911.

Thiele, I.: Handbuch der systematischen Weichtierkunde — Teil I, 4. Jena 1929—1931.

Wüst, E.: Das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens. — Abh. d. naturf. Ges., **23.** Halle 1900.

— : Ein pleistozäner Unstrutkies mit *Corbicula fluminalis* und *Melanopsis acicularis* in Bottendorf bei Roßleben. — Z. f. Nat., **75,** S. 211—223. Halle 1902.

Urschrift eingegangen am 23. April 1935

Druckauftrag erteilt am 13. November 1935

Tektonische Untersuchungen im Gebiet des Lähner Grabens

Von Wilhelm Kolb, Breslau

Hierzu Tafel 7 und 9 Textabbildungen

Inhaltsübersicht

Seite

Einleitung 93
Paläogeographischer Teil 95
Spezialtektonischer Teil 102
1. das Grunauer Grabenstück 103
2. das Neu-Flachenseiffener Grabenstück 104
3 das Waltersdorfer Grabenstück 105
4. das Ober-Hussdorfer Grabenstück 107
5. das Kl. Röhrsdorfer Grabenstück 109
Die Klüftung 111
Allgemeintektonischer Teil 112
Die streichenden Grabengrenzen 112
Die Querverwerfungen 116
Der Schollenbau des Grundgebirges 118
Der Bewegungsmechanismus 120
Die Stellung des Lähner Grabens im Bauplan des Boberkatzbachgebirges . . . 122
Zusammenfassung 123

Einleitung

Die junge Tektonik des Boberkatzbachgebirges ist in den letzten Jahren Gegenstand einer eingehenderen Untersuchung gewesen, als das bis etwa zur Zeit der Ausführungen von Cloos [7]) über den Gebirgsbau Schlesiens der Fall gewesen ist. Der Grund hierfür liegt vor allen Dingen in dem Fortschritt, den die Kartierung seither gemacht hat, die jahrelang auf die vier Blätter der geologischen Spezialkarte Goldberg, Gröditzberg, Lähn und Schönau beschränkt blieb. Namentlich Scupin's [23–25]) stratigraphische Bearbeitung der Dyas, Trias und Kreide hat dazu beigetragen, auch die Erkenntnis der tektonischen Zusammenhänge zu fördern.

In jüngerer Zeit hat Hannik [11]) den Versuch gemacht, auf Grund der genannten Blätter der geologischen Landesanstalt und eigener tektonischer Beobachtungen ein Bild von den nachvaristischen Bewegungen im Boberkatzbachgebirge zu zeichnen.

In der gleichen Richtung liegen zwei Arbeiten von Beyer [5, 6]), der, gestützt auf die umfassendere Kartierung Scupin's, die kimmerische und die Hauptphase der Saxonischen Faltung in den Nordsudeten untersucht.

Beide Autoren kommen hinsichtlich Art und Ausmaß der diese Gebirgsbewegungen verursachenden Kräfte zu recht unterschiedlichen Auffassungen. Unter diesen Umständen bot es besonderen Anreiz, den jüngeren Bewegungsmechanismus an einer tektonischen Einheit zu studieren, die schon Cloos als ein hierfür speziell geeignetes Objekt hinstellte: am Lähner Graben. Zu einer Einarbeitung in die Geologie des Boberkatzbachgebirges eignet sich diese Einheit deshalb besonders gut, weil in ihr auf engem Raum der größte Teil der Schichten vorkommt, aus denen sich das größere Gebiet aufbaut.

Lage, Grenzen

Das Boberkatzbachgebirge besteht aus einem Unterbau von stark dislozierten altpaläozoischen Sedimenten und Eruptiven und einer darüber liegenden jungpaläozoischen-mesozoischen Schichtfolge, welche ihre Verformung der saxonischen Gebirgsbildung verdankt. Da die herzynisch streichenden

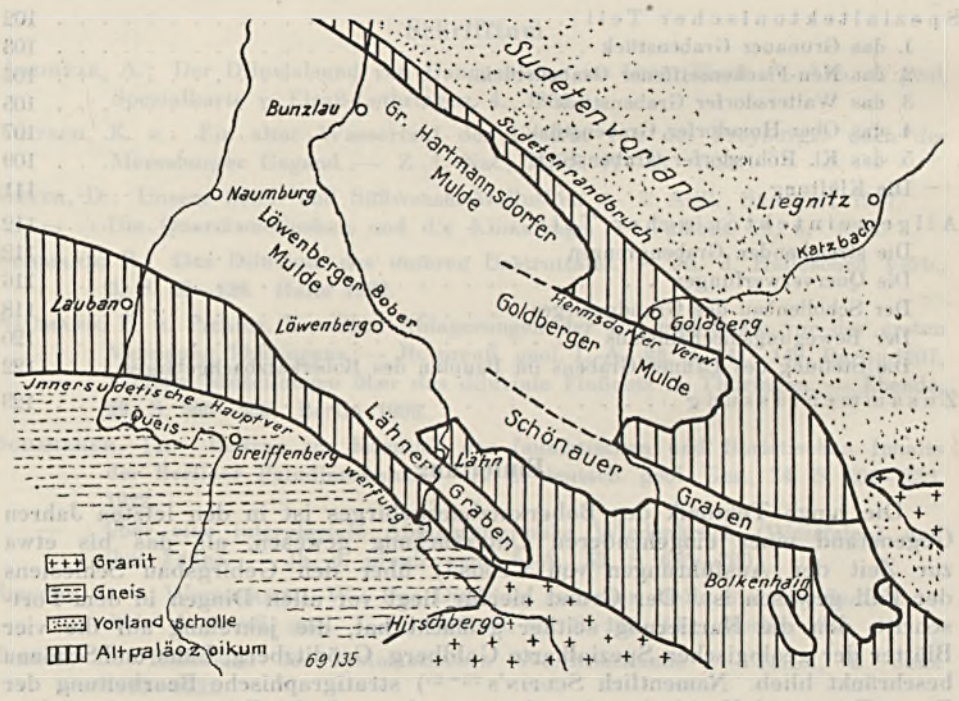


Abb. 1. Tektonische Übersichtskarte des Boberkatzbachgebirges

saxonischen Mulden und Sättel nach Nordwesten hin eintauchen, so bilden die altpaläozoischen Schiefer den ganzen Südostteil des Gebietes, während die jüngeren Elemente sich im Nordwesten zu einer Großmulde mit einem zentralen Kern aus Untersenon vereinigen. Jedoch greifen die Schiefer — namentlich an den Rändern — noch weit nach Nordwesten vor und stellen so die äußere Umrahmung der jungen Faltungsgebilde dar (Abb. 1).

In diesem Bauplan bildet der Lähner Graben die südlichste der jüngeren Einheiten. An die Südwest-Begrenzung des Boberkatzbachgebirges, die Innersudetische Hauptverwerfung, tritt er bei Grunau bis auf 600 m heran, um sich in seinem nordwestlichen Fortstreichen immer weiter von ihr zu entfernen. Bei Schmottseiffen beträgt die Breite des zwischengeschalteten Schieferstreifens 3,5 km. Der Hauptteil des Lähner Grabens, dem diese Ausführungen gewidmet sind, erstreckt sich etwa zwischen den Orten Berbisdorf und Schmottseiffen und erreicht dabei eine Länge von 16 km. Seine Breite beträgt hier 2,5—3 km. Jenseits von Schmottseiffen taucht der Graben allmählich unter die mächtiger werdende Diluvialbedeckung, so daß Aufschlüsse selten werden. Allein Melaphyr und Rotliegendes sind hier noch an seinem Aufbau beteiligt. Immerhin läßt sich sein Vorhandensein durch das doppelte Auftreten des Melaphyrs noch kilometerweit nach NW verfolgen.

Kartenmaterial

Die Feldarbeiten, die als Grundlage für meine Untersuchungen dienten, wurden im Sommer 1933 ausgeführt. Als wertvolles Hilfsmittel konnte ich dabei die Blätter Lähn, Hirschberg und Alt-Kemnitz der geologischen Spezialkarte benutzen, von denen die zuletzt genannten beiden erst im Vorjahre erschienen sind; Bl. Liebenthal, auf dem der restliche Teil des untersuchten Gebietes sich erstreckt, ist noch nicht herausgegeben; den Untersuchungen über diesen Grabenteil liegt meine eigene Kartierung zugrunde.

Die Anregung zu vorliegender Arbeit wurde mir von Herrn Professor Dr. E. Bederke gegeben, dem ich für stetige Förderung und Unterstützung bei der Arbeit aufrichtig dankbar bin. Den Herren Privatdozenten Dr. K. Rode und Dr. W. E. Petrascheck danke ich herzlich für Anregungen auf gemeinsamen Begehungen und bei der Auswertung des Beobachtungsmaterials.

Paläogeographischer Teil

Die Gesamtmächtigkeit der jungpaläozoisch-mesozoischen Schichten des Boberkatzbachgebirges läßt sich zu etwa 2250 m ermitteln. Demgegenüber beträgt die maximale Dicke der jungen Sedimentfolge im Bereich des Lähner Grabens nur rund 1000 m (Abb. 2).

Zwar mögen Emscher und Untersenon im letzteren Schichtenprofil ursprünglich vorhanden gewesen, jedoch später wieder abgetragen worden sein, so daß sich der Vergleich auf die Zahlen 2250 und 1450 beziehen würde. Immerhin besteht zwischen diesen Sedimentationsmächtigkeiten eine beträchtliche Differenz, die um so größer wird, wenn wir die Mächtigkeit des Schichtenprofils am Südende des Lähner Grabens zum Vergleich heranziehen. Hier fallen alle Horizonte vom Rotliegenden bis zum Buntsandstein aus, und Cenoman ruht unmittelbar auf den alten Schiefern. Der Gedanke liegt nahe, daß es sich hier um primäre Mächtigkeitsunterschiede handelt. Vergegenwärtigen wir uns die erdgeschichtliche Entstehung des Boberkatzbachgebirges, so erkennen wir auch leicht die Ursache der „stratigraphischen Unterernährung“ (Cloos) unseres Gebietes. Es ist seine Lage hart an der Grenze zwischen dem Riesengebirge und dem nördlich vorgelagerten Sedimentationsbereich der Katzbach-Senke. Seit dem Jungpaläozoikum gilt für diese

beiden Einheiten — in ähnlicher Weise wie für Riesengebirge und Innersudetische Mulde — das Verhältnis von Antiklinale und Synklinale [7]). Dem aufsteigenden, schuttspendenden Riesengebirge steht das absinkende, schuttsammelnde Becken der Katzbachsenke gegenüber. Dabei liegt das Gebiet des Lähner Grabens in der Nähe der neutralen Achse, an der weder Aufstieg noch Absinken stattfindet, und damit im Grenzbereich der Sedimentation.

Somit erscheint es notwendig, auf die paläogeographischen Verhältnisse unseres Gebietes im Laufe seiner erdgeschichtlichen Entstehung einzugehen. Die Sonderstellung des Lähner Grabens im Sedimentationsgebiet des Rotliegenden ist bereits mehrfach in der Literatur zum Ausdruck gebracht

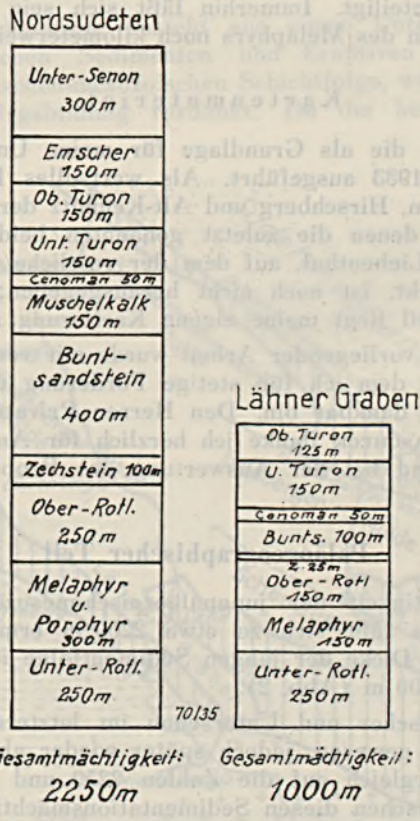


Abb. 2. Mächtigkeitsvergleich

worden. So hat die Beckenrandlage des Gebietes in den Übersichtstafeln Scupin's [24]) über die Verbreitung der Dyas in den Nordsudeten ihre Darstellung gefunden. Nach seiner Auffassung bleibt die Südgrenze der Verbreitung der untersten Stufe des Unterrotliegenden (seines rm 1) jenseits unseres Gebietes, diejenige der nächsthöheren Stufe durchschneidet es und die weitere Stufe erfüllt es ganz. Das Oberrotliegende greift weit über die Grenzen des Sedimentationsgebietes des Unterrotliegenden hinaus.

Born [4]) verwendet für die Ermittlung der Südwestbegrenzung der Katzbachsenke die von Zimmermann beobachtete Tatsache, daß die am westlichen Boberufer bei Lähn im Konglomerat des Unterrotliegenden vorkommenden Gneisgerölle des Riesengebirges, die eine Größe von 20 cm erreichen, nach Norden und Osten zu allmählich verschwinden. In diesem Zusammenhang ist ein Aufschluß von Interesse, den ich auf den Grubenrissen des Goldarsen-Bergwerks Ober-Hußdorf—Wünschensdorf dargestellt fand. Etwa 800 m nordwestlich Ober-Hußdorf befindet sich das Mundloch eines Stollens, der unmittelbar im Liegenden des hier anstehenden Melaphyrs angesetzt ist und in Richtung SW steilstehende Schichten des Unterrotliegenden auf eine Länge von 200 m durchörtert. Das markscheiderisch aufgenommene Schichtenprofil sei hier wiedergegeben:

Hangendes: Melaphyr
100 m Konglomerate mit Geröllen bis zu 50 kg
50 m Konglomerate von kleiner Geröllgröße
50 m Schiefertone mit Konglomeratlagen.
Liegendes: Altpaläozoische Schiefer.

Die 100 m mächtige Konglomeratschicht mit Geröllen bis zu 50 kg Gewicht wird man dem angeführten Unterrotliegend-Konglomerat bei Lähn gleichsetzen dürfen, zumal beide im Liegenden des Melaphyrs auftreten. Da die Angabe des Gewichtes für die Gerölle auf deren Größe schließen läßt, die man zu etwa 30—35 cm für den Durchmesser ansetzen kann, so läßt sich aus der Zunahme der Geröllgröße von Lähn bis Ober-Hußdorf eine weitere Annäherung an den Beckenrand ableiten.

S. Hannik [11]) hat auf Grund der ermittelten Mächtigkeiten für die Schichten des Boberkatzbachgebirges deren ursprünglichen Sedimentationsraum zu rekonstruieren versucht. Im Bereich der Blätter Gröditzberg, Schönau, Lähn und Goldberg stellt er die Ablagerungsgebiete des Unter-, Oberrotliegenden und der Trias durch Linien gleicher Mächtigkeit dar. Diese Darstellung läßt eine fortdauernde Verlegung der Beckenachse nach Nordosten erkennen, die er mit einem starken Aufstieg des Riesengebirges in Verbindung bringt. Durch diese Bewegungen soll im Südwesten ein großer Teil des Unterrotliegenden der Abtragung zum Opfer gefallen sein, so daß die Grenze der Verbreitung dieses Horizontes im Lähner Graben nicht mehr dem ursprünglichen Beckenrand entspricht. Die Ablagerung der präkretazischen Sedimente des Lähner und Schönauer Grabens erfolgte nach seiner Ansicht in einem Sonderbecken, das durch das Hochgebiet des Schönauer Schiefersporns und des Porphyrs von Rosenau vom Hauptbecken getrennt war. Anzeichen dieses Hochgebietes sieht er im Auftreten von zahlreichen Porphyrgeröllen im Oberrotliegenden. Hierzu ist zu bemerken, daß eine Einschwemmung von Porphyrstücken auch von Süden und Osten her erfolgen konnte, da der Quarzporphyr auch hier in großer Verbreitung auftritt. Die Konstruktion eines Sonderbeckens ist daher, wie auch Beyer ausführt, nicht notwendig. Festzuhalten bleibt jedoch, daß auch Hannik den Rand des Sonderbeckens etwa mit der Südwestbegrenzung des Lähner Grabens zusammenfallen läßt.

Die Sedimente des Oberrotliegenden gehen nach den Untersuchungen H. Scupin's [24]) unter Zwischenschaltung eines kalkigen Grenzkonglomerats allmählich in den Zechstein über. Eine Diskordanz, wie sie W. Petrascheck [16])

an dieser Stelle im Gebiet der Innersudetischen Mulde gefunden hat, läßt sich im Boberkatzbachgebirge nicht feststellen.

Auch während der Zechstein zeit bleibt nach der Darstellung S. Scupin's[24]) das Gebiet des Lähner Grabens an den Rand des Sedimentationsbeckens gebunden. Auf der von ihm entworfenen paläogeographischen Karte keilt seine Unter- und Mittelstufe weit nördlich von Lähn aus, während allein der Oberzechstein in unserem Gebiet zur Entwicklung gelangt ist.

Die paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse während und nach der Trias hat K. Beyer[5]) in einer Studie beleuchtet, die der Untersuchung der kimmerischen Phase der saxonischen Orogenese gewidmet ist.

Nach seiner Darstellung vollzog sich die Sedimentation des Buntsandsteins noch im Bereich der Katzbach-Senke. Etwa zur Jurazeit soll dann die nordsudetische Scholle in eine Anzahl rheinisch streichender, ganz flacher Sättel und Mulden gefaltet und später durch einen der Hermsdorfer Verwerfung entsprechenden Bruch in eine südliche Buntsandstein- und eine nördliche Muschelkalkscholle zerlegt worden sein. Der cenomanen Transgression sei eine Abtragung des Gebietes zur Fastebene vorausgegangen, so daß die Kreide heute im Süden verschiedenen Stufen des Buntsandsteins, im Norden dem Muschelkalk auflagere. In den Bereich des Lähner Grabens erstrecken sich zwei der von Beyer konstruierten Buntsandsteineinheiten: die Hainwald—Lähner Buntsandsteinmulde, die einer Verbreitung von Löwenberger Bausandstein (sm 2) und der Höfel—Röhrsdorfer Buntsandsteinsattel, der einer Verbreitung der Langvorwerker Schichten (sm 1) im unmittelbaren Liegenden der Kreide entsprechen soll.

Beyer schließt sich bei seinen Untersuchungen H. Scupin[25]) an, der eine Gliederung des Buntsandsteins in den Nordsudeten auf lithologischer Grundlage durchgeführt hat. Auch der letztere unterscheidet zwei Buntsandsteingebiete im Lähner Graben: dasjenige von Lähn mit einem festen, und dasjenige von Schmottseiffen mit einem mürben Sandstein als Liegendes der Kreide. Meine Beobachtungen haben im großen und ganzen diese Feststellungen bestätigt, wenngleich es mir mitunter schien, als ob der Grad der Verwitterung die Entscheidung darüber beeinflußte, ob es sich um die eine oder die andere Stufe handelt. Nicht als Löwenberger Bausandstein — im Sinne der Hainwald—Lähner Buntsandsteinmulde Beyer's — kann ich einen Buntsandstein ansehen, der in einem Aufschluß an der Straße Waltersdorf—Ober-Hußdorf etwa 1 km südöstlich Ober-Hußdorf ansteht. Der im unmittelbaren Liegenden des Unterquaders befindliche Anbruch im Buntsandstein dient hier als Sandgrube. Es handelt sich um ganz mürbe, hellrote Sande mit eingelagerten Letten, die man nach der Bezeichnungsweise Scupin's und Beyer's dem unteren Buntsandstein oder den Langvorwerker Schichten zurechnen muß.

Wie aus der Verbreitung der Kreide im Lähner Graben hervorgeht, griff das Kreidemeer weit über unser Gebiet hinaus.

Schon Gürich[9]) zog eine Überflutung des Hirschberger Kessels in Erwägung, und Partsch und Flegel nahmen, wie Scupin berichtet, sogar einen Zusammenhang der Kreide des Lähner Grabens mit derjenigen der Mulde von Adersbach—Weckelsdorf an.

Auch zu dieser Zeit entstammte nach der Auffassung Scupin's[22]) das Material, aus dem sich die Kreideschichten bildeten, noch zum Teil dem Riesengebirge. Die Anwesenheit eines Hochgebietes an dieser Stelle leitet

er aus der Tatsache her, daß in Sachsen, Böhmen und Niederschlesien die feinklastischen, mergeligen Sedimente der Kreide mit der Annäherung an den heutigen Gebirgsrand in grobklastische, sandige übergehen.

Dagegen kann W. Petrascheck [16]) in der faziellen Ausbildung der Kreide im Norden der Innersudetischen Mulde keinen Anhaltspunkt für die Anwesenheit eines Hochgebietes an dieser Stelle erblicken.

Cloos [7]) wiederum macht es wahrscheinlich, daß das Riesengebirge sowohl zur Innersudetischen als auch zur Nordsudetischen Mulde seit seiner ersten Emporwölbung durch die Zeiträume der Erdgeschichte hindurch in engster Beziehung stand, und daß das Verhältnis Antiklinale—Synklinale, Schuttspender und Schuttsammler für diese Einheiten bis auf den heutigen Tag besteht.

Angesichts dieser zumindest bis zur Kreidezeit konstanten Stellung des Riesengebirges zu seinem nördlichen Vorland läßt sich somit die Auffassung vertreten, daß die Grenzen der jeweiligen Sedimentationsbecken in nächster Nähe unseres Gebietes verliefen oder es sogar bisweilen durchschnitten. Unter dieser Voraussetzung können wir die Grenzen der Verbreitung des Unterrotliegenden, des Deckenmelaphyrs, des Oberrotliegenden und des Buntsandsteins, wie sie uns gegenwärtig im Lähner Graben entgegentreten, als primär betrachten, wofür uns ja hinsichtlich des Unterrotliegenden die oben erwähnten Beobachtungen über Geröllgröße einen direkten Anhalt liefern.

Für diese Annahme spricht auch die Anordnung der Schichten nach ihrer heutigen Verbreitung, die die durch den Sedimentationszyklus bedingte Verschiebung des jeweiligen Beckenrandes in großen Zügen auch heute noch wiedergibt. So ist der Melaphyr an die Verbreitung des Unterrotliegenden gebunden, und das Oberrotliegende greift über diese Grenze weit nach Süden vor. Außerdem ergeben die Verbindungslinien der südlichsten Vorkommen des Buntsandsteins und des Oberrotliegenden auf den beiden Grabenflügeln ein angenähertes herzynisches Streichen der Beckenbegrenzung, wie es unserer Auffassung von der äußeren Form der Katzbachsenke entspricht.

Der deutlichste Beweis für die Verschiedenartigkeit des praecenomanen Untergrundes ergibt sich jedoch aus der wechselnden Ausbildung des cenomanen Basalkonglomerates. Es läßt sich zeigen, daß entsprechend der Auflagerung des Cenomans auf Buntsandstein, Oberrotliegendem und Schiefer das basale Konglomerat in drei Varietäten auftritt, die deutlich voneinander unterschieden werden können.

Bei dieser Untersuchung ist darauf geachtet worden, daß die Gesteinsproben tatsächlich dem tiefsten Horizont des Cenomans entstammten. Diese Bedingung wird bei sieben von den zehn Aufschlüssen (1—10 der Hauptkarte) erfüllt, nämlich bei den Fundpunkten 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9. Bei dem Fundpunkt 1 liegt das untersuchte Konglomerat nicht unmittelbar, jedoch sehr nahe an der Grenze gegen das liegende Altpaläozoikum, und bei den Fundpunkten 3 und 10 ist die Ausbildung des Konglomerates aus Lesesteinen ersichtlich. Jedoch ergeben sich auch aus diesen Aufschlüssen wertvolle Schlußfolgerungen.

Im folgenden seien die einzelnen Aufschlüsse der Reihe nach beschrieben.

Fundpunkt 1. Im östlichsten Quadersandsteinbruch nordöstlich des Galgenberges steht an der Südwand das basale Konglomerat des Cenoman mit nördlichem Einfallen an. Zwar läßt sich hier das Liegende nicht beobachten, jedoch ist offenbar die Grenze gegen die altpaläozoischen Schiefer nicht sehr weit entfernt. Große Schieferblöcke verraten, daß der Steinbruchbetrieb zum

Teil bis an diese Grenze vorgetrieben worden ist. Das Konglomerat, von heller, grauer Farbe, besteht aus kleinen Quarzgeröllen von durchschnittlich 5 mm zu 3 cm Länge. Das Bindemittel ist tonig-kieselig.

Fundpunkt 2. (Hierzu Abb. 3.) Dieser wichtige Aufschluß ist bereits mehrfach in der Literatur erwähnt, jedoch gerade in letzter Zeit wiederholt falsch gedeutet worden.



Abb. 3. Basalkonglomerat des Cenoman bei Grunau

Im Oberdorf Grunau tritt der in einer Höhe von 2 und einer Breite von 7 m entblößte Unterquader dicht an den Bach heran, der Grunau der Länge nach durchfließt. Der größere obere Teil der anstehenden Feldwand besteht aus festem Sandstein, der von steilen Klüften durchsetzt wird. Weiter unterhalb ist eine Konglomeratschicht aus hellen Kieseln deutlich zu erkennen, die sehr flach nach Norden einfällt, und zwar steigt das Einfallen in der Richtung von Norden nach Süden von 10 auf 15° an. Weiter nach dem Liegenden zu folgt wieder feinkörniger Sandstein in einer Mächtigkeit von 10 cm. Er wird unterlagert von einem etwa 50 cm mächtigen, rötlichen groben, polymikten Konglomerat. An einem Handstück im Besitz des Geologischen Instituts Breslau erkennt man folgende Gesteinskomponenten:

Quarz, Schiefer, Porphyr, Quarzit, Stücke aus Quarz-Albit-Gängen.

Die Porphyr- und Quarzgerölle sind wohlgerundet, während die übrigen Gesteinstrümmer eine geringere Aufbereitung erkennen lassen. Der Albit aus den Quarz-Albit-Gängen ist kaolinisiert und stellenweise ausgewaschen, so daß die scharfkantigen Quarzstücke herauspräpariert sind. Die rote Farbe ist sowohl an den Porphyr als an den verwitterten Schiefer gebunden.

Die Zwischenräume sind teilweise von hellem Sandstein mit kieseligem Bindemittel erfüllt. Im übrigen ist der beträchtliche Tongehalt (Schiefer, Kaolin) die Ursache dafür, daß das Bindemittel zum größten Teil tonig und der Verband des Konglomerates daher ein sehr lockerer ist.

Nach dem Liegenden hin nimmt der Schiefergehalt des Konglomerates zu, und schließlich geht dieses in einen silbergrauen, glimmerreichen Tonschiefer über. In unserem Aufschluß ist dieser Tonschiefer auf dem Grunde des Schürfloches angeschnitten. Etwa 50 m weiter unterhalb im Bachbett tritt ein Tonschiefer von gleicher Beschaffenheit zutage. Es ist der auf Bl. Hirschberg mit ps bezeichnete Horizont der altpaläozoischen Schiefer.

Fundpunkt 3. Am Lerchenberge ist der stark überkippte cenomane Quadersandstein in mehreren Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Auch hier ist der Steinbruchbetrieb mehrfach bis an die Schiefergrenze vorgedrungen, so daß der Grünschiefer oberhalb des basalen Konglomerates erscheint, das aus haselnußgroßen, hellen Kieseln besteht. Leider ist die untere Grenze dieses Konglomerates an keiner Stelle zugänglich. Dafür findet man zahlreiche Stücke eines sehr groben, rötlichen Konglomerates, das große Ähnlichkeit mit dem polymikten Konglomerat des Fundpunktes 2 besitzt. Es enthält neben Quarz- und Porphyrgeröllen vorwiegend große, bis zu 10 cm lange, flache, abgerundete Grünschieferfragmente, sowie Quarzitschiefer und Albittrümmer. Das Bindemittel ist gleichfalls tonig-kieselig.

Fundpunkte 4—9. Allen diesen Aufschlüssen ist gemeinsam, daß sie ein vollständiges Profil durch den Grenzbereich Buntsandstein-Cenomanquader geben. Ein Teil von ihnen ist bereits von K. Beyer eingehend beschrieben. Vom Liegenden zum Hangenden geht der rötliche Buntsandstein zunächst in einen hellen festen Sandstein mit tonigem Bindemittel über, der fossilfrei ist und Tongallen führt. Er wird von Beyer bereits dem Cenoman zugerechnet (Zone der Dünensande). Sicher als Cenoman anzusprechen ist ein Konglomerat von wechselnder Mächtigkeit (10—40 cm), das aus 5—10 mm großen, gut abgerundeten Quarzgeröllen mit einem tonigen Bindemittel besteht. Es enthält meist zahlreiche Abdrücke von Muscheln, vor allen Dingen von *Pecten asper*. An einigen Stellen wird es von einer zweiten Konglomeratbank im Abstand von etwa 1 m überlagert. Die Zwischenschicht besteht aus cenomanem Quader, der auch oberhalb der 2. Konglomeratschicht fortsetzt.

Fundpunkt 10. Die untere Grenze der Kreide östlich und westlich Ober-Langenau ist an keiner Stelle aufgeschlossen. Auch die Kreide selbst ist nirgendwo anstehend zu finden. Dagegen deuten zahlreiche Lesesteine darauf hin, daß Cenoman unter der diluvialen Bedeckung ausstreicht. Als nächst tieferer Horizont ist das Oberrotliegende an verschiedenen Stellen aufgeschlossen. Seine hangendste Schicht ist ein durch organische Beimengungen stark verunreinigter grobkörniger Sandstein, der dadurch eine schmutziggraue bis braune Farbe erhalten hat. Es zeigt sich nun, daß man in den Lesesteinen im Gebiet südlich des Oberrotliegendzuges alle Übergänge vom oberrotliegenden Sandstein bis zum cenomanen Quader feststellen kann. In dem Maße wie die kohlige Substanz zurücktritt, wird der Sandstein allmählich fossilführend und nimmt die charakteristische Ausbildung des cenomanen Quaders an. Gelegentlich finden sich Lesesteine, die die Anwesenheit eines Konglomerates mit Quarzen von geringer Korngröße verraten. —

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Der wechselnde Fazies-Charakter des cenomanen Basalkonglomerates im Gebiet des Lähner Grabens geht aus dieser Beschreibung klar hervor. Je nach seiner Auflagerung auf verschiedenartigem Untergrund läßt sich ein Konglomerat auf altpaläozoischen Schiefern, auf Buntsandstein und auf Oberrotliegendem unterscheiden. Die Fundpunkte 1—3 bezeichnen die erste, 4—9 die zweite, 10 die dritte Varietät.

Die jeweilige Ausbildung des basalen Cenomans spiegelt die petrographische Ausbildung seines Liegenden deutlich wieder. So besitzt das polymikte Konglomerat der Fundpunkte 1—3 die Mannigfaltigkeit der Gesteine des altpaläozoischen Gebirges. Auf der anderen Seite zeigt das kleinstückige Quarzkonglomerat der Fundpunkte 4—9 die Einförmigkeit der Gesteinsbeschaffenheit des Buntsandsteins. Schließlich findet man im Cenoman des Fundpunktes 10 (Sandstein) den stofflichen Bestand seines Liegenden (Sandstein) wieder.

Welcher Art die engen Beziehungen sind, die für das basale Cenoman und seinen heutigen Untergrund festgestellt werden konnten, geht aus dem Verband der aneinandergrenzenden Schichten hervor. Das Ineinandergreifen von Schiefer und Basalkonglomerat bei den Fundpunkten 1—3, der allmähliche Übergang von Buntsandstein bzw. Oberrotliegendem zum Cenoman beweisen, daß sich die Kreide mit ihrem jeweiligen Liegenden im Transgressionsverband befindet. Somit ergibt sich, daß das basale Cenoman das Resultat einer natürlichen Aufbereitung des praecenomanen Untergrundes ist.

Die Grenze zwischen Altpaläozoikum und Cenoman ist daher keine Verwerfung, wie dies von K. Beyer [5]) und H. Scupin [27]) fälschlich angenommen wird. Wenn diese beiden Autoren den Grunauer Aufschluß zur Stützung dieser Annahme heranziehen, so sei demgegenüber noch einmal festgestellt, daß gerade dieser Aufschluß eindeutig den innigen Zusammenhang von altpaläozoischem Grundgebirge und Cenoman erkennen läßt. Bei der flachen Lagerung (10—15°!) des Basalkonglomerats erscheint zudem die Vorstellung unmöglich, daß zwischen ihm und den in seinem Liegenden sichtbar aufgeschlossenen alten Schiefern eine Verwerfung durchsetzen soll. Schließlich beweist der stoffliche Bestand der basalen Konglomeratschicht, daß es sich hier weder um eine Verwerfungsbreccie (K. Beyer), noch um Mittelrotliegendes (H. Scupin) handelt, sondern um die bodenständige, primäre Auflagerung von Cenoman auf dem altpaläozoischen Grundgebirge, eine Feststellung, die ich im übrigen mit G. Berg [2]), E. Zimmermann [30]) und S. Hannik [11]) teile.

Wir fassen zusammen: Aus der unterschiedlichen Ausbildung des cenomanen Basalkonglomerates geht hervor, daß das Cenoman von NW nach SO über immer älteren Schichten transgredierte. Die Grenzen der ursprünglichen Sedimentationsbereiche vom Rotliegenden bis zum Buntsandstein sind also etwa dort zu suchen, wo die entsprechenden Schichten gegenwärtig auskeilen.

Speziell-tektonischer Teil

Die Beschreibung der tektonischen Elemente des Lähner Grabens soll von Südosten nach Nordwesten erfolgen, in derselben Richtung, in der das Auftreten neuer Schichten die Profile vielseitiger gestaltet. Aus Gründen der Zweckmäßigkeit habe ich dabei eine Einteilung des Grabens in fünf Grabenstücke vorgenommen, von denen jedes einen besonderen, durch irgendwelche charakteristische Merkmale ausgezeichneten tektonischen Aufbau besitzt.

Die Grenzen sind nicht immer scharf, jedoch stets so gewählt, daß der Übergang vom einen zum anderen Teil eine deutliche Änderung im Schichtenbau bedingt. Demgemäß unterscheide ich:

1. das Grunauer Grabenstück,
2. das Neu-Flachenseiffener Grabenstück,
3. das Waltersdorfer Grabenstück,
4. das Ober-Hußdorfer Grabenstück,
5. das Klein-Röhrsdorfer Grabenstück.

1. Das Grunauer Grabenstück.

Unter Grunauer Grabenstück verstehe ich den dreieckigen, südöstlichen Teil des Lähner Grabens, dessen Begrenzung im Süden die altpaläozoischen Schiefer des Schiefer- und Galgenberges, im Nordosten diejenigen des Ludwigsdorfer Gebirges bilden, während es im Nordwesten in einer gedachten Linie an das Neu-Flachseiffener Grabenstück stößt, die die Nordspitze des Dorfes Grunau mit dem Punkte verbindet, an dem die Oberrotliegendschichten des gegenüberliegenden Grabenflügels ihren Abschluß nach Südosten finden. Diese Linie erweist insofern ihre Berechtigung als Grenzlinie, als sie zumindest bei Grunau zweifellos tektonischen Charakter besitzt. Es bleibe zunächst dahingestellt, ob die hier beobachtete Querverwertung in genetischem Zusammenhange mit dem plötzlichen Aufhören des Oberrotliegenden am anderen Grabenrand steht. —

Bei Grunau schwenkt der den Südwestrand des Lähner Grabens begleitende Streifen altpaläozoischer Schiefer in die Ostwest-Richtung um. Sowohl die Innersudetische Hauptverwerfung als auch der Grabenrand machen diese Schwenkung mit. So zieht sich von dem bereits erwähnten Aufschluß bei Grunau ein schmales Band cenomanen und turonen Quaders[1]) in östlicher Richtung bis auf 500 m an das Ludwigsdorfer Gebirge heran, von dem es durch ein mit Löß ausgefülltes Tal getrennt bleibt. Der Kreidezug ist durch eine Anzahl von Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Das nördliche Einfallen wechselt sehr stark. Von 10° bei Grunau wächst es auf 30 und 40°, verflacht vorübergehend auf 20° und erreicht am nordöstlichen Abhang des Galgenberges 50°. Der breite Ausstrich des Unterquaders nördlich dieses Aufschlusses deutet auf ein schnelles Verflachen hin. Leider sind die auf der Karte verzeichneten beiden Steinbrüche halbwegs zwischen Süd- und Nordgrenze der Cenomandecke bereits derartig verwachsen, daß hier die Lagerung nicht mehr zu ermitteln ist. Überhaupt bereitet die massige, schichtungslose Struktur des Quaders der Erkennung von Streichen und Einfallen bisweilen erhebliche Schwierigkeiten. Dasselbe gilt auch für den turonen Mergel, der trotz seiner erheblichen Verbreitung im Grunauer Grabenstück nur an wenigen Stellen eine einwandfreie Ermittlung seiner Lagerung gestattet. In das weiche Gestein haben Rinnsale und Wasserläufe bis zu 3 m tiefe Schluchten eingegraben, an deren Wänden der Mergel blättrig auswittert. Eine Schichtung ist nicht wahrzunehmen. Dagegen ist dort, wo sandige Einlagerungen des turonen Mergels angeschnitten sind, die Lagerung deutlich zu erkennen. Sie

1) Wie die Geologische Landesanstalt habe ich den cenomanen und turonen Quadersandstein als eine Gesteinseinheit ausgeschieden. Hierzu rechnet auch der Plänermergel der Plenusstufe. Im folgenden wird die ganze Gesteinsfolge vielfach kurz als Unterquader bezeichnet.

ist im Bachbett von Flachenseiffen horizontal, und steigt nach Süden schwach an. Als größter Einfallswinkel konnte 15° gemessen werden. Nördlich des das Dorf Flachenseiffen durchfließenden Baches wird der tiefere Untergrund vom Diluvium verhüllt, das bis an die alten Schiefer des Ludwigsdorfer Gebirges herantritt.

Auf Bl. Hirschberg der geologischen Spezialkarte ist an drei Wegepunkten in der Nähe des nordöstlichen Grabenrandes Rotliegendes eingetragen. Diese Kartenangabe beruht auf einer schwachen Rotfärbung, die an diesen Stellen mehr oder weniger deutlich in Erscheinung tritt. Bei einer Begehung der genannten Punkte fand ich, daß die Rotfärbung zum Teil an Porphyrstückchen gebunden ist. Über die Herkunft dieser Gesteinstrümmer ist nichts auszusagen, jedoch liegt der Gedanke nahe, daß sie einem der zahlreichen Porphyrgänge der Umgebung entstammen und als Wegeschotter Verwendung fanden. Jedenfalls bietet auch der Acker seitlich dieser Stellen keinen Anhaltspunkt für die Anwesenheit von Rotliegendem.

2. Das Neu-Flachenseiffener Grabenstück

Die Grenzen dieses Grabenstücks sind im Nordosten und Südwesten die beiden Grabenränder, im Südosten die bereits beschriebene Grenzlinie mit dem Grunauer Grabenstück und im Nordwesten eine Linie, die von dem Schiefervorsprung bei Oberlangenau in der Richtung auf Tschischdorf verläuft.

Vom Oberdorf Grunau an, wo er um etwa 150 m gegenüber seiner östlichen Fortsetzung nach Norden verschoben ist, bis zur Straße Tschischdorf-Niederlangenau stößt der schmale Saum des unteren Quaders in einer fast 5 km langen, geraden Front an den sich nach Nordwesten verbreiternden Streifen altpaläozoischer Schiefer. Während jedoch der Unterquader des Grunauer Grabenstücks im Oberdorf Grunau ein ganz flaches Einfallen (10°) nach Norden zeigt, tritt auf dem Silberberg — nur 500 m von diesem Aufschluß entfernt — ein sprunghafter Wechsel zu steiler bis überkippter Lagerung ein, die in der ganzen Längserstreckung des Quaderzuges anhält. Morphologisch hebt sich dieser als lang hinstreichende Geländeschwelle deutlich aus der Umgebung heraus. Die Kammlinie folgt dabei annähernd der Grenze Schiefer gegen Quader. Am Lerchenberge ist der Quadersandstein stark überkippt. Im nordwestlichen Steinbruch erreicht die Überkippung 40°.

Auf der gegenüberliegenden Grabenseite ist der cenomane Quader zu beiden Seiten des Langenauer Tales und bis auf 1 km nach Südosten vorhanden, wie aus Lesesteinen hervorgeht. Außerdem tritt hier Oberrotliegendes als neues Bauelement in Erscheinung, das in Wegeeinschnitten und einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen ist. Es sind rote Konglomerate und Sandsteine mit teils Kaolin, teils Kalk als Bindemittel, sowie ein grobkörniger, schmutziggelber bis grauer Sandstein, der kohlige Beimengungen enthält. Das Einfallen dieser Schichten ist gleichfalls steil bis überkippt. Zwischen Oberrotliegendem und Schiefern tritt eine schmale Melaphyrscholle auf, die als Deckenrest eines Einzelergusses aufgefaßt werden kann.

Zwischen beiden Grabenrändern erstreckt sich ein breites, flaches Tal, in dem turoner Mergel und Diluvium sich in die Oberfläche teilen. Nur im Südosten ragt als Denudationsrest der spitze Kegel des Grunauer Spitzberges empor; sein aus kalkigem Sandstein (Ludwigsdorfer Sandstein Scupin's) bestehender Oberteil zeigt nordöstliches Einfallen von etwa 15°. Wenngleich

es in dem große Flächen einnehmenden Mergel auch hier an Aufschlüssen fehlt, so läßt die weite Verbreitung seine Lagerung doch klar erkennen. Es ist die einer das ganze Grabeninnere ausfüllenden, flachen Schichtentafel.

3. Das Waltersdorfer Grabenstück

Im Waltersdorfer Grabenstück, das im Nordwesten bis an den Fuß des Kynberges heranreicht, treten drei neue Bauelemente auf: der Buntsandstein und weiter in der Nähe des Bobers Unterrotliegendes und Melaphyr. Aber auch das Profil des Grabens ändert sich: die Breite des engeren Grabens, dessen nördliche Randbegrenzung nunmehr von einer Flexur gebildet wird, wird um die Hälfte verkleinert. Jenseits dieser Flexur breiten sich die Grabenschichten in flacher Lagerung nach Nordosten aus, bis sie vom Diabaszuge von Gießhübel und den Schiefern bei Lähn abgeschnitten werden.

Diese Zweiteilung in den eigentlichen Graben und eine vorgelagerte flache Stufe, die vorwiegend aus Buntsandstein besteht, und im folgenden als Waltersdorfer Buntsandsteinplatte bezeichnet werden soll, gibt dem Grabenstück sein charakteristisches Gepräge. Die Buntsandsteinplatte ist besonders durch den Engeltbach gut aufgeschlossen, der in einer unvermittelten Biegung nach Nordosten sein altes Bett im Kreidemergel verläßt, um sich in dem festen Buntsandstein (dem Löwenberger Bausandstein Scupin's) einen neuen Weg zu bahnen. Das durch ihn in einer Mächtigkeit von 100 m bloßgelegte Profil zeigt einen horizontal gelagerten Sockel von Buntsandstein, dem oberhalb der 330 m Höhenlinie cenomaner Quader auflagert. Wie sich aus den Höhenverhältnissen des Buntsandsteins im Engeltbachtal und in der Nähe des Oberlangenauer Schiefervorsprunges ergibt, fallen die Schichten schwach nach Nordwesten ein.

Am Nordostrand der Waltersdorfer Buntsandsteinplatte biegen die Schichten aufwärts, so daß das Liegende des Buntsandsteins, das Oberrotliegende, an verschiedenen Stellen sichtbar wird. Den Südwestrand, die Grenze gegen den engeren Graben, bildet eine Flexur, die sich aus der Gegend des Oberlangenauer Schiefervorsprunges bis südlich von Lähn erstreckt.

Das obere Knie dieser Flexur ist im Buntsandstein und in der Kreide angeschnitten. Aus einer großen Anzahl von Fallwinkelmessungen läßt sich das verhältnismäßig rasche Eintauchen der Schichten auf eine Längserstreckung von etwa 4 km verfolgen. Die folgende Tabelle gibt für sechs Profile den flachsten und steilsten gemessenen Winkel an. Die zwischen den beiden Meßpunkten ermittelte Entfernung bietet einen Maßstab für die Stärke der Kniekrümmung.

Profil	Entfernung vom Meßpunkt des flachsten bis zum Meßpunkt des steilsten Winkels	flachster gemessener Winkel Grad	mittl. gemessener Winkel Grad	steilster gemessener Winkel Grad
a) Ober-Langenauer Schiefervorsprung	500 m	20	35	45
b) Eingang z. Engeltbachtal östl. Seite .	300 m	0	35	50
c) Eingang z. Engeltbachtal westl. Seite	150 m	0	—	50
d) nordöstlich Waltersdorf	300 m	0	15	65
e) Bobertal östl. Seite	250 m	0	—	55
f) Bobertal westl. Seite	250 m	20	—	45

Auf der Übersichtskarte habe ich die Flexur durch eine punktierte Linie dargestellt, die die oberen Punkte mittleren Einfallens von etwa 30° miteinander verbindet.

Nach Nordwesten zu nimmt die Waltersdorfer Buntsandsteinplatte immer mehr an Breite ab, bis sie am Bober gänzlich aufhört, und damit auch die Flexur ihr Ende erreicht (siehe auch Abb. 6). In dieser Gegend wird der jüngere Schichtenkomplex um Unterrotliegendes und Melaphyr bereichert, so daß das vom Bober bei Lähn bloßgelegte Profil schon eine Mächtigkeit von etwa 600 m aufweist. Die zu beiden Seiten des Bobers aufgeschlossenen Profile zeigen sehr schön das Ausklingen der flachgelagerten Vorstufe (Abb. 4).

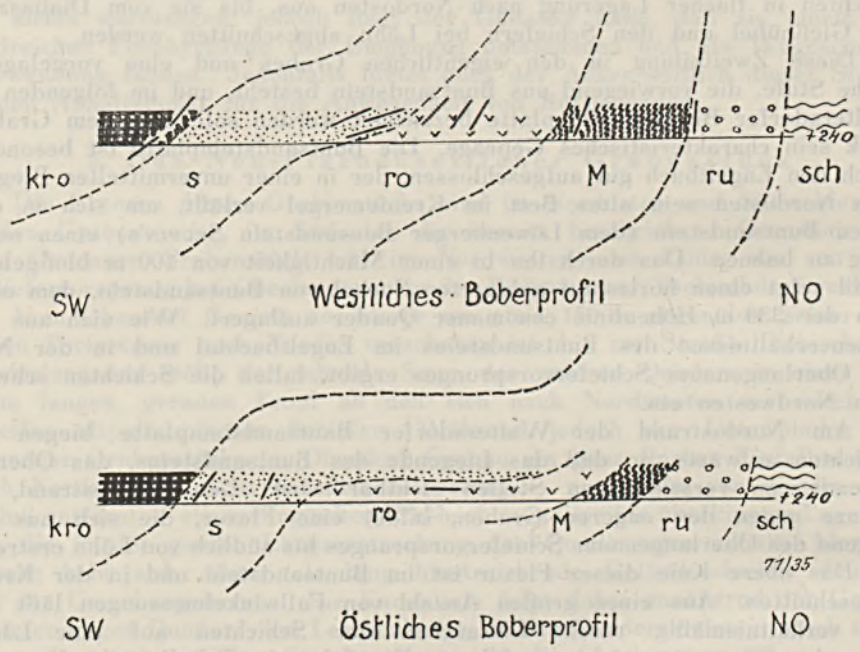


Abb. 4.
Boberprofile bei Lähn. (Das östliche Boberprofil ist spiegelbildlich gesehen.)

Im östlichen Boberprofil ist diese noch in einer Breite von etwa 250 m entwickelt. Von Lähn kommend, trifft man etwa 1 km südwestlich der Boberbrücke zunächst Unterrotliegendes als Verwitterungsdecke im Acker an. Der darüber liegende Melaphyr weist noch nicht die Mächtigkeit auf, wie am gegenüberliegenden Boberufer. Auf ihn folgt, wahrscheinlich den Melaphyr flach überlagernd, das basale großstückige Konglomerat des Oberrotliegenden. Etwa 20 m weiter nach Südwesten stehen an der Straßenböschung horizontal gelagerte milde dunkelrote Sandsteine mit weißen Feldspatpartikelchen an, die einen höheren Horizont des Oberrotliegenden darstellen. Weiter oben am Berghang ist der Buntsandstein gleichfalls in horizontaler Lagerung aufgeschlossen. Jenseits der Flexur erscheint er, 30 m vom letzten horizontalen Oberrotliegend-Aufschluß entfernt, bereits in steiler Schichtstellung von 55°

(oberes Flexur-Knie). Sein Verflachen auf 40° — 60 m weiter — weist darauf hin, daß wir uns bereits dem unteren Knie der Flexur nähern.

Das westliche Profil ist am vollkommensten aufgeschlossen. Es beginnt südwestlich von Lähn mit stark gefalteten altpaläozoischen Schiefern. Darauf folgt in senkrechter Stellung eine 50 m mächtige Konglomeratbank des Unterrotliegenden, deren Bedeutung für den Nachweis der Beckenrandlage des Lähner Grabens schon hervorgehoben wurde. Der weiter südwestlich gut aufgeschlossene Melaphyr besteht aus mehreren Decken, wie aus der wiederholten Aufeinanderfolge von dichtem Melaphyr und Melaphyr-Mandelstein hervorgeht. Am Tunnel ist der Materialwechsel besonders ausgeprägt, so daß hier das Einfallen ermittelt werden konnte. Es beträgt 60° n. SW. Weiter im Südwesten folgt Oberrotliegendes, dessen Einfallen in der Schlucht am Genesungsheim aufeinanderfolgend mit 45, 40 und 35° beobachtet wurde. Im Buntsandstein verflacht das Einfallen noch weiter bis auf 15°. Diese Stelle entspricht etwa der horizontalen Lagerung auf der anderen Boberseite. Die Vorstufe ist hier also nur noch in einer schwachen Andeutung vorhanden. Im weiteren Verlauf des Profils treffen wir im Unterquader zunächst auf einen steileren Einfallswinkel (45°), der angibt, daß wir uns jenseits des Flexurscheitels befinden. Flachere Einfallswerte (35°), die man weiter unterhalb an der Eisenbahn ermittelt, kündigen den Eintritt in das untere Knie der Flexur an.

An einigen Stellen sind im Bereich der Flexur streichende, mit Gesteinsschutt ausgefüllte Klüfte aufgeschlossen, die den Charakter von Verwerfungen haben. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Abscherungsflächen, die durch Zerrung bei der Abbiegung der jüngsten Schichten entstanden.

Als eine derartige Zerrspalte kann eine etwa 40 cm breite, aus fein zerriebenem Gesteinsschutt bestehende Zone angesprochen werden, die an der Grenze Oberrotliegendes - Buntsandstein am Bahnhof Waltersdorf beobachtet werden kann. Sie zeigt das gleiche steile Einfallen wie die angrenzenden Schichten.

Eine ähnliche streichende Kluft fand ich an der Eintrittsstelle des Engeltbaches in die Waltersdorfer Buntsandsteinplatte auf der rechten Talseite, und zwar an der Grenze des Unterquaders gegen den turonen Mergel. Die etwa 50 cm mächtige, mit Reibungsschutt ausgefüllte Spalte führt Bruchstücke eines sehr festen sandigen Mergels.

Der engere Graben, dessen Niveau etwa 200 m tiefer liegt, als das der Buntsandsteinplatte, zeigt den gleichen flachen Bau, wie wir ihn vom Neuflachenseiffener Grabenstück her kennen. Turoner Mergel füllt das Grabeninnere bis an den Abhang des Kynberges aus. Am Südwestrand grenzt zunächst noch cenomaner Quader in steiler Stellung gegen die altpaläozoischen Schiefer. Nahe dem Bober schieben sich dünne Streifen von Oberrotliegendem und Buntsandstein zwischen Unterquader und Schiefer ein, die auf dem westlichen Ufer rasch an Mächtigkeit gewinnen.

4. Das Ober-Hußdorfer Grabenstück

Dieses Grabenstück hat im Nordwesten eine natürliche Begrenzung durch die Querverwerfung, die sich von Kl. Röhrsdorf in einem S-förmigen Bogen bis zum Dorfe Schiefer erstreckt.

Auf beiden Grabenflügeln entwickeln sich die jüngeren Formationen zu größter Mächtigkeit. Am Südwestrand, der sich bis dahin durch Schichtenarmut auszeichnete, treten nunmehr immer neue Schichtenglieder auf, so daß das Grabeninnere in seiner nördlichen Hälfte zu fast zwei Dritteln von den steilstehenden Randschichten erfüllt wird. Unterrotliegendes setzt bereits südöstlich Ober-Hußdorf ein — nicht erst bei Kl. Röhrsdorf, wie H. Scupin irrtümlich feststellt — und nimmt bis Kl. Röhrsdorf auf mehr als 200 m Mächtigkeit zu. Schließlich schiebt sich oberer Zechstein in konglomeratischer kalkiger Ausbildung und als Plattendolomit zwischen Oberrotliegendes und Buntsandstein.

Im Landschaftsbild prägt sich die Aufeinanderfolge der unterschiedlich verwitternden Gesteine in parallelen Höhenzügen aus, die sich namentlich im Südwesten auf weite Erstreckung hin verfolgen lassen. Blickt man von Ober-Hußdorf aus nach Nordwesten, so fallen fünf gleichgerichtete verschieden hohe bewaldete Bergrücken deutlich ins Auge. Der ganz links sich erhebende höchste Kamm gehört dem Altpaläozoikum an. Die Schiefergrenze liegt in der Mitte der Senke, die zum nächsten Bergrücken überleitet. Dieser, sowie der weiter rechts vorgelagerte Höhenzug in geringerer Gipfelhöhe sind die Überreste von zwei Melaphyrdecken verschiedener Mächtigkeit. Die zwischen beiden befindliche Senke besteht aus einem groben Konglomerat. Weiter rechts folgt Oberrotliegendes, das in einer oberen Stufe aus hartem Konglomerat Anlaß zur Herausbildung einer weiteren Geländeschwelle gibt. Die nächste Senke bezeichnet den Buntsandstein, und ganz rechts schließt der aus Unterquader bestehende Höhenzug die Serie der Gebirgskulissen ab.

Die steilen Lagerungsverhältnisse, die in diesem Gebirgsprofil zum Ausdruck kommen, werden durch eine Anzahl von Fallwinkelmessungen bestätigt. Im Stollen des Goldarsenbergwerks Ober-Hußdorf—Wünschendorf fällt die Grenze Schiefer—Rotliegendes mit 76° nach Südwesten ein, ist also überkippt. Mehrere Aufschlüsse in den Randschichten zeigen senkrechte Schichtstellung. Nur im Nordwesten werden etwas flachere Winkel (65—75°) gemessen. Auf dem gegenüberliegenden nordöstlichen Grabenflügel wiederholt sich das Auftreten der eben beschriebenen Sedimentserie in umgekehrter Reihenfolge. Auch hier heben sich Melaphyr und Unterquader als langhinstreichende Höhenzüge aus der Umgebung heraus. Ebenso weist ein Aufschluß im Unterquader auf steile Lagerung (70°) hin.

Zwischen den steilen Randschichten beider Grabenflügel baut sich der 446 m hohe Kynberg auf, dessen Höhen aus einem weißen, feinkörnigen, kaolinreichen Sandstein bestehen. In drei Steinbrüchen, die der Gewinnung des als Bausandstein geschätzten Quaders dienen, ist dieser gut aufgeschlossen. Die an der Grabenachse gelegenen Aufschlüsse zeigen ein flaches, unregelmäßiges Einfallen, so daß sich eine geschwungene Muldenlinie konstruieren läßt.

Die stratigraphische Stellung des Kynbergquaders ist umstritten. Fossilien konnten bisher nicht gefunden werden, so daß für eine Identifizierung allein der lithologische Charakter und die Beziehungen zum Liegenden in Frage kommen. Da am Fuße des Kynberges turoner Mergel ansteht, ordnete Scupin [23]) den Kynberger Quader bislang dem Oberturon zu und setzte ihn dem kalkigen Sandstein des Grünauer Spitzberges gleich. In jüngster Zeit wird er jedoch von Scupin [26]) ebenso wie von Zimmermann [31]) wegen der lithologischen Ähnlichkeit mit dem Löwenberger oberen Quader dem oberen Emscher zugeordnet. Um den Ausfall des Oberturons (Ludwigsdorfer Sand-

stein) und des unteren Emschers (Neu-Warthauer Schichten) mit einer Gesamtmächtigkeit von fast 200 m zu erklären, nimmt Scupin einen Kesselbruch an, der den gesamten Kynbergkomplex in ein tieferes Niveau gebracht haben soll. Andert [1]) schließt sich der früheren Auffassung Scupin's an und stellt den Kynbergquader in das obere Turon. Dieser ursprünglichen Ansicht Scupin's möchte auch ich den Vorzug geben, da sie die einfachste Lösung des Problems darstellt. Die Tatsache, daß der gleiche Schichtenstoß am Kynberge sandig, am Grunauer Spitzberge kalkig-sandig ausgebildet ist, bildet für diese Deutung kein Hindernis, da bei dem räumlichen Abstand der Gesteinsvorkommen (8 km) dieser fazielle Unterschied sehr wohl auftreten kann.

Morphologisch bedeuten die Talsenken zwischen dem Kynbergquader und den ihn flankierenden Unterquaderrücken sowie die Ebene südlich Kolonie Karlsthal den Ausstrich des turonen Mergels. Von diesem sind Aufschlüsse nur spärlich vorhanden. Abgesehen von dem bekannten Aufschluß am Fuße des Kynberges in der Nähe der Eisenbahn fand ich ihn anstehend etwa 250 m südwestlich der Basaltkuppe des Lehnhäuser Spitzberges in einem kleinen Längstal.

5. Das Kl. Röhrsdorfer Grabenstück

Während die stratigraphische Entwicklung in diesem Grabenstück dieselbe bleibt wie auf der nordwestlichen Seite des Ober-Hußdorfer Grabenstücks, zeigt die Tektonik ein gänzlich verändertes Bild. Zwar behält der Nordostflügel auch hier seine Steilstellung bei, dagegen weisen die breit ausstreichenden Schichten des Südwestflügels auf eine flache Lagerung hin, wie sie sich auch in mehreren einwandfreien Aufschlüssen beobachten läßt. Diese Aufschlüsse sind namentlich durch eine Kette von Steinbrüchen geschaffen worden, die der Gewinnung des Plattendolomits dienten. Die Dolomitbank, deren Mächtigkeit etwa 10 m beträgt, ist heute zum größten Teil weggeräumt, so daß Hangendes und Liegendes bloßgelegt sind. Sie bestehen hier beide aus kalkigem Konglomerat, während der Plattendolomit an anderen Stellen seines Vorkommens ausschließlich direkt vom oberen Zechsteinsandstein überlagert wird. Scupin [24]) hat diese Erscheinung als Überschiebung innerhalb des oberen Zechsteines gedeutet. Tatsächlich läßt sich im südöstlichen Steinbruch eine Lagerungsdiskordanz zwischen Plattendolomit und dem hangenden Konglomerat beobachten, die in das Bild einer Überschiebung hineinpassen würde. Von oben nach unten ist hier folgende Schichtenfolge aufgeschlossen (Abb. 5). Das Hangende besteht aus kalkigem Grenzkonglomerat, darunter folgt eine 60 cm mächtige Schicht aus roten Letten, sowie eine etwa gleichstarke Bank aus sandigem Schieferton. Letztere lagert dem Plattendolomit diskordant auf. Der Diskordanzwinkel beträgt bis zu 25°. An einer anderen Stelle ist ein unterschiedliches Einfallen von Plattendolomit und Grenzkonglomerat zu beobachten. Der Plattendolomit fällt verschieden steil mit 45—60° nach Nordwesten ein, das darüber lagernde kalkige Konglomerat nur mit 30°.

Alle diese Angaben scheinen zunächst die Deutung Scupin's zu bestätigen. Auffällig ist nur die Tatsache, daß der Plattendolomit, der im Falle einer Überschiebung oberhalb des hangenden kalkigen Konglomerates erneut auftreten müßte, sich weder morphologisch noch durch andere Anzeichen bemerkbar macht. Eine weitere Überlegung läßt es auch verwunderlich erscheinen, daß diese zweite Dolomitbank bei dem großen Kalkhunger früherer

Zeiten nicht erschürft und gleich der liegenden abgebaut sein soll. Schließlich überrascht das Fehlen eines mit Reibungsschutt erfüllten Gleithorizontes zwischen Plattendolomit und sandigem Schiefer.

Jedoch läßt sich an dieser Stelle eine Beobachtung machen, die zumindest ein Licht auf die Ursache der Diskordanz wirft. Der sandige Schiefer zeigt nämlich unmittelbar oberhalb des Plattendolomits eine feine Fältelung in der



Abb. 5. Diskordanz im Zechstein

Richtung des Einfallens der Diskordanzfläche. In der gleichen Richtung gewinnt die Fältelung an Intensität. Weiter oberhalb wird die Faltungsregion von normal erscheinenden Sedimentlagen überdeckt, die sich allmählich wieder parallel der Schichtung des Plattendolomits anpassen.

Mit K. Rode, der gelegentlich von Kartierungsübungen des geologischen Institutes Breslau den Aufschluß gleichfalls untersucht hat, bin ich der Ansicht, daß hier der Fall einer subaquatischen Rutschung vorliegt, wie sie von A. Heim [12]) und F. F. Hahn [10]) in schönen Beispielen eingehend beschrieben worden ist. Demnach stellt die Diskordanz ursprünglich eine Ausräumung (etwa ein Erosionstal) im Plattendolomit dar. An den geneigten Hängen dieser Depression geriet der als nächstes Sediment abgelagerte, noch plastische sandige Tonschlamm ins Rutschen und schob sich am Grunde der Austiefung in Falten zusammen. In dem Maße, wie die Hänge durch aufgelagertes Sediment flacher wurden, setzte allmählich wieder normale Sedimentation ein.

Die Deutung der Diskordanz als permische Ausräumung in Verbindung mit subaquatischer Rutschung erklärt natürlich noch nicht das doppelte Auftreten des kalkigen Grenzkonglomerates. Da sich die Überschiebung Scupin's weder morphologisch, noch durch eine Diskordanz, noch durch das Vorhandensein eines Gleithorizontes beweisen läßt, so bleibt wohl nur übrig, das hangende kalkige Konglomerat als zur normalen Schichtenfolge des oberen Zechsteins gehörig anzusehen.

Im Unterrotliegenden, Melaphyr und Oberrotliegenden konnten keine Einfallswinkel gemessen werden, jedoch weisen hier die breiten Ausstriche auf eine flache Lagerung hin. Ebenso deutet der große Abstand zwischen dem

Zechsteinband und dem am Fuße des aus Unterquader bestehenden Höhenrückens, der Humprichlehne, heraustretenden Buntsandsteins auf ein flaches Einfallen dieses Horizontes. Am Chausseeknick südöstlich Schmottseiffen konnte in ihm ein Einfallswinkel von 45° gemessen werden. Im großen Steinbruch etwa 500 m südöstlich, der der Gewinnung des Unterquaders dient, verflacht das Einfallen bereits, wie der gemessene Winkel von 20° beweist. Die Messungen in den Quadersteinbrüchen bei Kol. Karlsthal am Südabhang des Humprich ergeben hier wider Erwarten nur südwestliches Einfallen, jedoch ist dieses anormale Verhalten der Schichtneigung auf den Einfluß der Karlsthaler Querverwerfung zurückzuführen, nach der hin die Schichten abgeschleppt sind.

Das morphologische Bild des Südwestflügels wird auch hier in der Hauptsache vom Melaphyr und vom Unterquader beherrscht, die parallele Höhenzüge bilden. Etwa in der Mitte zwischen beiden erhebt sich ein flacher Höhenrücken, der durch den Plattendolomit gebildet wird. Diluvium erfüllt die Senken zu beiden Seiten und greift weiter im Norden über den Zechstein hinweg.

Schmale Ausstrichbreite und senkrechte Fallwinkel im Oberrotliegenden und Melaphyr kennzeichnen die steile Lagerung des Nordostflügels. Jenseits des Melaphyrs grenzt Unterrotliegendes zunächst gegen das Altpaläozoikum des Lähner Schieferhorstes. Wo dieser nach Nordwesten untertaucht, wird der Graben von Unterrotliegendschichten begleitet, die sich nach Märzdorf zu ausbreiten und mit dem Rotliegenden des Schönauer Grabens in Verbindung treten. Der Melaphyrzug keilt etwa 2 km nördlich der Karlsthaler Querverwerfung aus. Offenbar beruht diese Erscheinung auf der gleichen Ursache wie das plötzliche Verschwinden des cenomanen Quaders, des Buntsandsteins und des Zechsteins bei Kol. Straßenhäuser und Kol. Grenzhäuser, nämlich darauf, daß die spießwinklig zum Streichen verlaufende nordöstliche Randverwerfung diese Schichten abschneidet.

Die Klüftung

Neben der Beobachtung von Streichen und Fallen wurde in allen Aufschlüssen dem Auftreten von regelmäßigen Kluftsystemen Aufmerksamkeit geschenkt. Derartige Klüfte durchsetzen namentlich die Quadersandsteine der Kreide. Am meisten ausgeprägt sind sie im oberturonen Quader des Kynberges sowie im Unterquader am Lerchenberge.

Die Klüfte stehen fast ausnahmslos saiger. Diesem Umstand entsprechend handelt es sich nicht um Klüfte, die sich primär in den horizontal gelagerten Sandsteinschichten vor der Aufrichtung bildeten (da sonst das Einfallen der Klüfte eine Abhängigkeit von der Schichtlagerung erkennen lassen müßte), sondern um solche, die während oder nach der saxonischen Gebirgsbildung entstanden.

Was die Kluftrichtungen anbetrifft, so verläuft eine Klüftung ungefähr im Streichen, eine andere ungefähr rechtwinklig dazu (S- und Q-Klüftung). Dabei paßt sich die Q-Klüftung im Südosten des Grabens dem Streichen der Porphyr- und Basaltgänge des Ludwigsdorfer Gebirges an, während sie im Nordwesten den Erzgängen von Ober-Hußdorf parallel geht. In dieser Tatsache drückt sich die gleiche Posthumität aus, wie sie auch Zimmermann [31]) für die streichenden Porphyrgänge am Lerchenberg und die junge Randflexur wahrscheinlich macht.

Allgemeintektonischer Teil

Die streichenden Grabengrenzen

Die streichende Begrenzung des Lähner Grabens bildet nach Scupin der Lähn—Schmottseiffener Nord- und Südsprung. Diese Bezeichnungsweise wird dem wahren Charakter dieser Grenzen nicht gerecht. Wenn auch das Aufhören des Melaphyrs im Kl. Röhrsdorfer Grabenstück, das stückweise Verschwinden des Oberrotliegenden bei Kol. Gießhübel sowie das Fehlen von Oberrotliegendem und Kreide am Nordostrand des Grunauer Grabenstücks auf die Existenz von Verwerfungen an dieser Stelle hinweist, so bieten weder die stark überkippte Grenzfläche zwischen Schiefer und Kreide am Lerchenberge, noch die südliche bzw. südwestliche Grenzlinie des Grunauer bzw. Kl. Röhrsdorfer Grabenstücks das Bild eines echten Sprunges.

Jedoch läßt sich die komplexe Natur dieser Grenzen auf einen gemeinsamen Nenner bringen. Richtungweisend in dieser Hinsicht ist der Bau des Waltersdorfer Grabenstücks, den ich in einem Raumbild schematisch zum Ausdruck gebracht habe (Abb. 6). Für diese Konstruktion ist maßgebend:

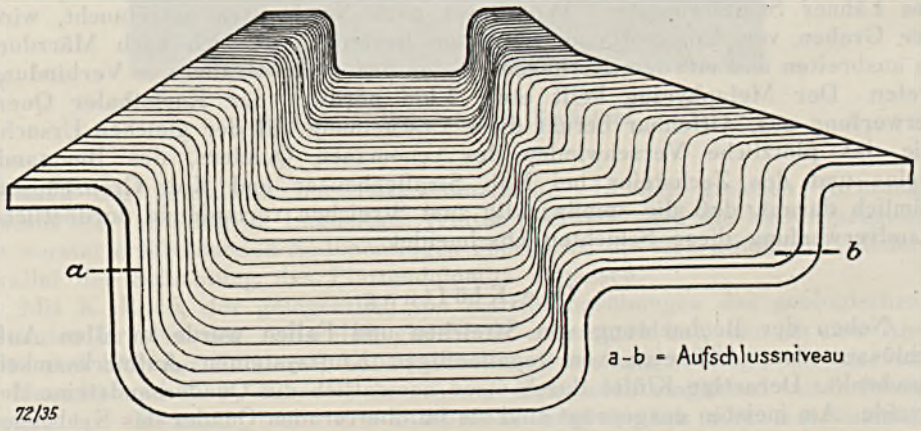


Abb. 6. Schematisches Raumbild des Waltersdorfer Grabenstücks (von Südosten gesehen)

der saigere Südwestflügel, der horizontale engere Graben, die horizontale Vorstufe in einem höheren Niveau und schließlich die Anzeichen für einen erneuten Steilanstieg der Schichten. Wie nachgewiesen werden konnte, vermittelt eine typische Flexur den Übergang von der Graben- zur Vorstufe. Nur durch weitere Flexuren läßt sich der durch vertikale und horizontale Schichtlagerung ausgezeichnete Bau des Grabenstücks sinngemäß ergänzen. Alle Einzelheiten fügen sich organisch zu dem Bilde einer passiv bewegten Sedimentdecke, die einem Schollensystem von verschiedener Stufenhöhe auflagert. Abb. 7 möge eine Vorstellung von den mechanischen Vorgängen geben, die zu diesem tektonischen Bau führten.

Eine horizontale mobile Schicht (das Deckgebirge) auf einem massiven, stabilen Block (dem Grundgebirge) folgt bei dessen Zerbrechen den Bewegungen der Teilschollen. An den Schollenkanten biegt sie abwärts und legt sich dabei eng an die vertikalen Stirnflächen der Horste. Den Flexuren des Deckgebirges würden somit Verwerfungen im Grundgebirge entsprechen.

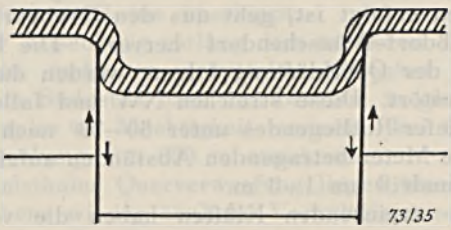


Abb. 7. Schema der Grabenbildung. (Schraffiert = Deckgebirge, weiß = Grundgebirge)

Die verschiedenartigen Erscheinungsformen der Grabenränder sind das Ergebnis eines unterschiedlichen Aufschlußniveaus. Im Beispiele des Waltersdorfer Grabenstücks ist das obere Knie der beiden äußeren Flexuren bereits der Abtragung zum Opfer gefallen. Dagegen ist die mittlere Flexur noch zum größten Teile erhalten. Die beiden äußeren Flexuren sind im vertikalen Mittelschenkel angeschnitten. Im Grundriß erscheint daher das Grundgebirge unmittelbar neben der steilstehenden basalen Schicht des Deckgebirges. Die Grenze zwischen beiden ist keine primäre Auflagerungsfläche. Sie ist auch keine Verwerfung im eigentlichen Sinne. Da sie jedoch nach der Tiefe zu in eine Verwerfung übergeht, so kann sie immerhin als solche bezeichnet werden.

Hannik [11]) sieht diese Randverwerfungen nicht als Einzelbrüche, sondern als Bruchzonen an, wie er sie am Mochenstein bei Schönau und in einer Schiefergrube bei Kol. Lerchenberg beobachtet hat. Die Annahme einer solchen breiten Zone eng gescharter Sprünge würde insbesondere die Deutung der Verhältnisse am oberen und unteren Knie der Flexur einfach gestalten (Abb. 8).

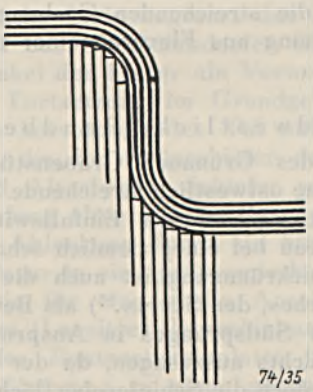


Abb. 8. Verformung des Grundgebirges im Bereiche der Flexur (Schema)

Danach erfolgt der Übergang von der höheren zur tieferen Stufe im Grundgebirge in der Weise, daß sehr schmale Schollen sich um kleine Beträge gleichsinnig gegeneinander verschieben. Diese Annahme entspricht der Auffassung von W. Schmidt [21]), der in diesen „Gleitbrettern" die Träger der Bewegung bei der Gesteinsumformung sieht. Daß innerhalb des Flexurbereiches im Grundgebirge tatsächlich eine derartige Zerlegung in schmale, steilstehende Schollen erfolgt ist, geht aus den Grubenrissen des Goldarsenbergwerks Ober-Hußdorf-Wünschendorf hervor. Die Erzgänge, die NNO streichen und damit der Querklüftung folgen, werden durch zahlreiche kleine Querverwerfungen gestört. Diese streichen NW und fallen in gleicher Weise wie die Grenze Schiefer-Rotliegendes unter 60—70° nach SW ein. Sie folgen in kurzen, nur wenige Meter betragenden Abständen aufeinander und versetzen die Erzgänge im Grundriß um 1—3 m.

Entlang solchen streichenden Klüften haben die von ihnen begrenzten schmalen Schollen offenbar vertikale Differentialbewegungen ausgeführt. In ihrer Summierung ergeben diese eine stetige Abbeugung des Grundgebirges. Das Deckgebirge zeichnet die Bewegungen der Schollenstreifen nach, indem es sich als Flexur der veränderten Oberfläche des Grundgebirges anpaßt.

Die Auffassung der Störungen des Grundgebirges als Zonen differentieller Durchbewegung würde insbesondere die Tatsache erklären, daß an keiner Stelle, wo die Grenze Schiefer — jüngere Schichten aufgeschlossen ist, diese als Verwerfung erscheint. Diesem Umstand trägt die Geologische Landesanstalt Rechnung, indem sie z. B. die Südwestbegrenzung des Lähner Grabens auf den Blättern Hirschberg und Altkemnitz als Schichtgrenze zeichnet. Meine Darstellung weicht insofern von derjenigen der Geologischen Landesanstalt ab, als ich nur dort, wo die Schichten am unteren Flexurknie angeschnitten sind, die untere Grenze der jüngeren Schichten als Schichtgrenze gezeichnet habe, nicht aber an der Stelle, wo offenbar eine erhebliche Absenkung vorliegt und das Abtragungsniveau sich im steilen Mittelschenkel der Flexur befindet.

Nur in den bereits erwähnten Fällen, wo Schichtenunterdrückungen stattfinden, haben sich die Flexuren zu Verwerfungen entwickelt. Das ist besonders am Nordostrand des Grabens der Fall. Jedoch ist an keiner Stelle der Gesamtverband der jüngeren Schichten zerrissen. Überall ist der Flexurcharakter der Randstörungen unverkennbar.

Im folgenden sollen die streichenden Grabengrenzen vom Gesichtspunkt einer einheitlichen Entstehung aus Flexuren einer näheren Betrachtung unterzogen werden.

1. Die südwestliche Randbegrenzung.

Die Südbegrenzung des Grunauer Grabenstücks bildet eine in ihrem unteren Knie angeschnittene ostwestlich streichende Flexur. Die innerhalb eines schmalen Streifens stark wechselnden Einfallswinkel sind durch ein verschiedenes Abtragungsniveau bei einer ziemlich scharfen Kniekrümmung zu erklären. Diese scharfe Kniekrümmung ist auch die Ursache für den geraden Verlauf des Kreideausstriches, den Scupin [27]) als Beweis für das Vorhandensein des Lähn-Schmottseiffener Südsprunges in Anspruch nimmt. Über das Ausmaß der Absenkung ist nichts auszusagen, da der obere Flexurschenkel nicht mehr vorhanden ist. Da jedoch die Schieferoberfläche im Inneren des Grunauer Grabenstücks unmittelbar unter der Kreide liegt, und die ursprüngliche

Auflagerungsfläche des Unterquaders südlich der heutigen Verbreitungsgrenze höher als der Schiefer- und Galgenberg angenommen werden muß, so ergibt sich eine Mindestabsenkung von 50—100 m.

Von der Grunauer bis zur Karlsthaler Querverwerfung ist die südwestliche Randflexur im mittleren steilen Schenkel angeschnitten. Ebenso wie die Grabenschichten steht die Grenzfläche zwischen jüngeren Schichten und altpaläozoischen Schiefern steil bis überkippt.

Das Ausmaß der Absenkung entlang dem mittleren Teil der Südwestrandbegrenzung ist nicht mehr zu ermitteln. Offenbar wächst jedoch der Absenkungsbetrag von Südosten nach Nordwesten, in gleichem Maße wie der jüngere Schichtenkomplex an Mächtigkeit zunimmt. Bei Ober-Hußdorf müssen wir eine Mindestabsenkung von 600 m annehmen.

Jenseits der Karlsthaler Querverwerfung liegen hinsichtlich der Südwestbegrenzung des Grabens wieder ähnliche Verhältnisse vor wie im Süden des Grunauer Grabenstücks. Im Denudationsniveau streichen die Schichten des unteren Flexurknies flach aus. Die Absenkung beträgt minimal 50—100 m.

2. Die nordöstliche Randbegrenzung.

Während die Südwestbegrenzung des Grabens von einem zusammenhängenden Linienzuge gebildet wird, liegen die Verhältnisse am Nordostrand nicht so einfach. Durch den Ober-Langenauer Schiefervorsprung wird der sonst einheitliche Verlauf der Grabenbegrenzung gestört. Offenbar trennt dieser Schieferrücken zwei voneinander unabhängige tektonische Linien bzw. Flexuren.

Auf der südlicheren dieser beiden Linien liegt die Flexur des Waltersdorfer Grabenstücks. Sie setzt westlich des Bobers ein. In gerader Richtung läßt sie sich 4 km weit nach Südosten verfolgen. In ihrer Fortsetzung trifft sie auf die Nordostbegrenzung des Neu-Flachenseiffener und Grunauer Grabenstücks. Die Grenzfläche Schiefer-Rotliegendes, die hier als Randverwerfung gelten kann, ist stellenweise deutlich als solche zu erkennen. Östlich Ober-Langenau folgt sie auf fast 1 km Entfernung einem tief eingeschnittenen Tal. Vom Hemrich-Berge ab ist ihr Verlauf durch die untere Grenze des Steilhangs des Ludwigsdorfer Gebirges, des Stangen-, Scheiben- und Schubertberges, sowie durch einige Quellen bezeichnet. Bei Nieder-Berbisdorf scheint sie sich mit der Innersudetischen Hauptverwerfung zu vereinigen.

Die nördliche tektonische Linie begrenzt das Waltersdorfer-, das Ober-Hußdorfer und einen Teil des Kl. Röhrsdorfer Grabenstücks im Nordosten. Sie ist hier im Mittelschenkel der Flexur als Verwerfung aufgeschlossen. Nach Südosten läßt sich eine Fortsetzung im Grundgebirge annehmen, die über ein orographisch deutlich hervortretendes Tal auf die von E. Zimmermann kartierte Störung zuführt, die den Grünschiefer des Ludwigsdorfer Gebirges gegen Quarzitschiefer und Altenberger Schiefer verwirft. Nach E. Zimmermann [31]) ist diese Verwerfung älter als die Porphyrgänge des Ludwigsdorfer Gebirges, da diese ohne Ablenkung durch sie hindurchsetzen. Dieser Übergang der jungen Grabenflexur in eine präpermische Störung ist der Ausdruck einer Posthumität, wie sie für eine große Anzahl von Störungszonen der Sudeten charakteristisch ist (Lausitzer Überschiebung, Sudetenrandbruch).

Die die Waltersdorfer Buntsandsteinplatte im Nordosten begrenzende Randstörung bildet den Übergang zu einer neuen, höher gelegenen Staffel. Wir können nunmehr im Gebiet des Waltersdorfer Grabenstücks drei Stufen

einer Treppe unterscheiden: den engeren Graben, die Buntsandsteinplatte und eine nordöstliche Vorstaffel. Der Höhenunterschied zwischen der ersten und zweiten Treppenstufe läßt sich hinreichend genau ermitteln: er beträgt etwa 200 m. Dagegen können wir für das Ausmaß der Vertikalbewegung zwischen den beiden äußeren Staffeln wiederum nur einen Mindestbetrag angeben: etwa 150—200 m. Nach Nordwesten zu wächst die Absenkung. An der Stelle, wo der Lähner Schieferhorst untertaucht, erreicht sie den Mindestbetrag von 600—700 m.

Die Schieferstaffel des Ludwigsdorfer Gebirges kann als streichende Fortsetzung der Waltersdorfer Buntsandsteinplatte gelten. Jedoch wurde sie stärker herausgehoben als die letztere. Da Rotliegendes und Kreide höher als das Ludwigsdorfer Gebirge gelegen haben müssen, so beträgt die Heraushebung gegenüber dem Schieferniveau des Neu-Flachenseiffener Grabenstückes mindestens 500 m.

Dort, wo die Randflexuren des Lähner Grabens im Südosten zusammentreffen, findet der Graben seinen natürlichen Abschluß. Nicht um einen Muldenschluß handelt es sich hier, wie das umlaufende Streichen im Süden des Grabens vermuten lassen könnte. Die Umbiegung des Kreidezuges aus der hercynischen in die Ostwestrichtung ist allein durch den kristallinen Untergrund bedingt, dessen Schichtenstreichen sich die Randflexur anpaßt. Noch das äußerste Stück der Kreidedecke läßt das flache Grabeninnere und die aufgerichteten Schichten des Grabenrandes erkennen.

Somit liegen hier ähnliche Verhältnisse vor wie am Neißegraben, dessen Verjüngung nach Süden Cloos[7]) gleichfalls durch Zusammenlaufen der dem Streichen des Grundgebirges angepaßten Randverwerfungen erklärt.

Die Querverwerfungen

1. Die Karlsthaler Querverwerfung.

Von den Störungen, die den Lähner Graben quer zum Streichen durchsetzen, ist die Karlsthaler Querverwerfung die bedeutendste. Die vom Bober an in nordwestlicher Richtung heranstreichenden Grabenschichten erfahren östlich von Kl. Röhrsdorf eine plötzliche Umbiegung nach NNW. Etwa 500 m weiter werden sie an einer ostwestlich verlaufenden Linie abgeschnitten und treten jenseits mit unterschiedlichen Versetzungsbeträgen wieder auf. Die geringste seitliche Verschiebung erleidet der Melaphyr, dessen nördliche Fortsetzung um etwa 200 m nach Westen versetzt ist. Dagegen erscheinen Zechstein, Buntsandstein und Kreide jenseits der Störung mit östlicher Versetzung im Betrage von 500—750 m wieder. Es konnte nicht festgestellt werden, ob auch die Schiefergrenze an dieser Versetzung teilnimmt. Aufschlüsse fehlen, und eine Kartierung nach Lesesteinen und anderweitigem Oberflächenanzeichen begegnet wegen der Hanglage des in Frage kommenden Gebietes und einer ungleichmäßigen Diluvialbedeckung erheblichen Schwierigkeiten. Auf dem Nordostflügel des Grabens macht sich die Verwerfung nur noch in einer schwachen Umbiegung des Streichens der Buntsandsteinschichten bemerkbar; der Melaphyr erscheint jenseits der verlängerten Querverwerfung wieder im Streichen des südöstlichen Zuges. Morphologisch ist die Verwerfung recht gut im Gelände zu verfolgen. Auf dem südwestlichen Grabenflügel ist die abrupte Endigung des aus Unterquader bestehenden Bergrückens am augenfälligsten. Von hier aus folgt die Verwerfung dem Südabhang eines

südöstlich streichenden flachen Höhenzuges und biegt bei Kol. Karlsthal in das Tal ein, das sich zwischen dem Humprich und dem Nordabfall des Kynberges einsenkt.

Die verschiedenen Ausstrichbreiten der Schichten beiderseits der Karlsthaler Verwerfung kennzeichnen diese allgemein als Drehverwerfer. Im besonderen läßt sich aus den Profilen 6 und 7 ersehen, daß sie die Grenze zwischen zwei verschiedenen Störungsformen bildet. Da wir für die Entstehung der beiden Grabenstücke eine einheitliche orogene Phase annehmen müssen, so ist die Karlsthaler Verwerfung gleichaltrig mit der Grabenbildung.

2. Die Grunauer Querverwerfung

Die Grunauer Querverwerfung greift auf dem südwestlichen Grabenflügel an der Stelle an, wo das Streichen der Randschichten aus der ostwestlichen in die nordwestliche Richtung umbiegt. Auch hier erfahren die Grabenschichten eine deutliche Versetzung: der schmale Saum cenomanen Quaders verspringt um etwa 250 m. In ähnlicher Weise erleiden die alten Schiefer eine Unterbrechung. Während helle Tonschiefer das unmittelbare Liegende des Quaders am Schiefer- und Galgenberge bilden, erscheinen plötzlich Grünschiefer auf der anderen Seite des Grunauer Tales. Morphologisch prägt sich die Verwerfung als ein Paß aus, der die Verbindung zwischen der Ebene des Hirschberger Tales mit der flachen Senke des Grabeninneren herstellt.

Auf dem gegenüberliegenden Grabenrand wird die Schiefergrenze etwa um den gleichen Betrag und in demselben Sinne versetzt wie am Grunauer Paß. Das Oberrotliegende, das als etwa 150 m breiter Streifen das Neu-Flachenseiffener Grabenstück im Nordosten einfaßt, wird an dieser Stelle abgeschnitten.

Es ist naheliegend, anzunehmen, daß die Querverwerfungen des Südwest- und Nordostrandes einen einheitlichen Querbruch darstellen, der auch den turonen Mergel verwirft. Der Verwurf des Bruches kann kein sehr großer sein, da der turone Mergel des Grabeninnern zu beiden Seiten der Verwerfung ansteht. Immerhin kann die Sprunghöhe in diesem Horizont 100 m betragen, ohne daß der Bruch als solcher erkennbar wäre.

Wenngleich die Grunauer Querverwerfung keine so einschneidenden Veränderungen des Grabenbildes bewirkt wie die Karlsthaler Querverwerfung, so hat sie doch die gleiche Bedeutung wie diese. Auch an ihr findet im Südwesten ein sprunghafter Wechsel von steiler zu flacher Lagerung der Schichten des Grabenrandes statt. Ebenso wie die Karlsthaler Querverwerfung trennt also auch sie Grabenstücke von ungleicher Deformation. Somit entstand auch sie gleichzeitig mit der Grabenbildung.

3. Sonstige Querverwerfungen

Neben diesen beiden Hauptverwerfungen durchsetzen eine Anzahl von Querstörungen kleineren Formates den Lähner Graben. Sie gehören in der Hauptsache dem Q-System an und sind vorwiegend morphologisch zu erkennen.

Hierher gehört eine Anzahl von nordöstlich streichenden Tälern. So scheint der Boberlauf im Grabengebiet an zwei parallele Störungen gebunden

zu sein, die in einem Abstande von etwa 1 km voneinander verlaufen. Der Bober folgt zunächst der einen, biegt dann rechtwinklig um und schwenkt in die Richtung der anderen ein. Beide Störungen lassen auf dem jeweiligen gegenüberliegenden Grabenrand keine Fortsetzung erkennen. An den Grabenrändern sind die Schichten zu beiden Seiten der Störungen gegeneinander versetzt. Am Südwestrand beträgt diese Versetzung 250 m. Auch am Nordostrand dürfte der Verschiebungsbetrag der Schichten an der Parallelstörung etwa der gleiche sein. Da auch die altpaläozoischen Schiefer dieselbe Versetzung erleiden, so muß der Querbruch sich bis ins Grundgebirge fortsetzen.

Morphologisch auffällig ist auch der Mittellauf des Engeltbachs im Buntsandstein. Das tief eingeschnittene, steile Tal verläuft auf 1 km Länge in gerader, senkrecht zum Streichen stehender Richtung.

Auf eine Querstörung zurückzuführen ist wahrscheinlich auch der Oberlauf des Engeltbaches bei Ober-Langenau. Hier ist wiederum eine deutliche Versetzung der Schiefergrenze wahrzunehmen, die etwa den Betrag von 200 m erreicht.

Es ist fraglich, ob diese Verwerfungen echte Sprünge darstellen. Die Sprunghöhe kann nicht erheblich sein, da die flachliegenden Schichten des Grabeninnern nicht von ihnen betroffen erscheinen. Die Versetzung der steilstehenden Grabenrandschichten an den Störungen deutet eher auf Blattverwerfungen als auf Sprünge.

Um einen echten Sprung handelt es sich wahrscheinlich bei dem Südwest-Nordost streichenden Saum des Ober-Langenauer Schiefervorsprunges. An dieser Verwerfung ist zumindest die Waltersdorfer Buntsandsteinplatte gegengegenüber der Hochscholle des Ludwigsdorfer Gebirges abgesunken. Es ist allerdings nicht notwendig, eine große Sprunghöhe anzunehmen, da, wie wir sahen, die Waltersdorfer Buntsandsteinplatte sich nach Süden heraushebt. Vielleicht setzt diese Querverwerfung auch noch bis zum südwestlichen Grabenufer durch. Anlaß zu dieser Vermutung gibt jedenfalls die morphologisch auffällige Unterbrechung des Unterquader-Bergrückens zwischen Nieder-Langenau und Tschischdorf. Auch an dieser Stelle scheint eine Versetzung der Schichten vorzuliegen, wie sich aus der Verlängerung der Quaderzüge zu beiden Seiten des Quaderbruchs auf diesen zu ergibt.

Der Schollenbau des Grundgebirges

Wie wir sahen, sind Flexuren das bestimmende Element des Lähner Grabens. Im Verein mit den sehr flachen Sedimentdecken des Grabeninnern ergeben sie das Bild eines passiv bewegten Deckgebirges über einem aus Schollen von verschiedener Stufenhöhe bestehenden Grundgebirges. Um den Mechanismus dieser Bewegung zu verstehen, ist es zweckmäßig, den Bau dieses Grundgebirgssockels einer näheren Betrachtung zu unterziehen. Sein Oberflächenrelief läßt sich aus den Höhen- und Mächtigkeitsverhältnissen des Deckgebirges rekonstruieren.

Im Südwesten wird der Graben von einer einheitlichen Horstscholle begrenzt. Dagegen erfolgt der Grabeneinbruch im Nordosten treppenförmig unter Einschaltung einer Zwischenstaffel. Diese schiebt sich als spitzer Keil zwischen ihre Nachbarstufen von Süden her ein. Sie endigt südwestlich von Lähn. Von hier ab grenzt wiederum nur eine Horstscholle den Graben im Nordosten ab.

Beide nordöstlichen Randschollen weisen Merkmale einer Heraushebung nach Südosten auf. Die nördlichste Randstaffel, der Lähner Schieferhorst, taucht nördlich des Dorfes Schiefer unter Rotliegendes. Die Zwischenstaffel liegt innerhalb der Waltersdorfer Buntsandsteinplatte am tiefsten. Da der Buntsandstein ganz flach nach Südosten ansteigt (3—5°), hebt sich auch die Schieferoberfläche in dieser Richtung heraus. Am Ober-Langenauer Schiefervorsprung findet erneut eine kräftige Heraushebung statt.

Im eigentlichen Grabengebiet lassen sich drei Teilschollen deutlich voneinander unterscheiden.

Die größere, mittlere Teilscholle umfaßt das Neu-Flachenseiffener, Waltersdorfer und Ober-Hußdorfer Grabenstück. Durch die Karlsthaler und Grunauer Querverwerfung wird sie scharf von den benachbarten Teilschollen abgegrenzt. Die südwestlich vorgelagerte Horstscholle schiebt sich in der ganzen Längserstreckung zwischen Grunau und Kl. Röhrsdorf auf die Grabenscholle auf. In gleicher Weise lassen die Überkippungen am Nordostrand des Neu-Flachenseiffener Grabenstücks Aufschiebungstendenzen seitens der nordöstlich vorgelagerten Zwischenscholle erkennen.

Wie die nordöstlichen Randschollen zeigt die Mittelscholle das für die tektonischen Einheiten des Boberkatzbachgebirges charakteristische Eintauchen nach Nordwesten. Zwischen den beiden Querverwerfungen sinkt sie um etwa 700 m ab.

Im Gegensatz zur Mittelscholle weist die Teilscholle des Kl. Röhrsdorfer Grabenstücks eine kräftige Einkippung nach Nordosten auf. Während die Schieferoberfläche im Südwesten sich dem Niveau der heutigen Oberfläche der Randscholle annähert, sinkt sie innerhalb der etwa 3 km betragenden Grabenbreite nach Nordosten zu um mindestens 600 m ab.

Die Teilscholle des Grunauer Grabenstücks schließlich hebt sich zumindest im Süden gegenüber der Mittelscholle heraus. Sie zeigt damit ein ähnliches Verhalten wie die Teilscholle des Kl. Röhrsdorfer Grabenstücks.

Der Zusammenhang der Teilstücke der Grabenscholle kommt im Längsprofil zum Ausdruck, das auch die Einkippung der Mittelscholle nach Nordwesten zeigt. Allerdings ist diese Schrägstellung nur zum Teil das Ergebnis der saxonischen Bewegungen. In größerem Maße ist die Einkippung auf die epirogenen Bewegungen zurückzuführen, die als Ursache der jungpaläozoisch-mesozoischen Sedimentation zu gelten haben.

Unter der Voraussetzung, daß auch im Südteil des Lähner Grabens die Deckgebirgsschichten voll zur Entwicklung kamen, nimmt Beyer[6]) ein Eintauchen der Grabenachse nach Südosten an. Auch wenn diese Voraussetzung zutreffen sollte, so geht doch aus den Höhenverhältnissen des cenomanen Quaders am Grunauer Spitzberge und am Kynberge — wo er wenigstens 400 m tiefer liegt — mit Deutlichkeit hervor, daß die Grabenscholle nach Nordwesten hin einfällt. Selbst durch das Herausheben des Kl. Röhrsdorfer Grabenstücks wird der Höhenverlust, den die Scholle durch das Einsinken erleidet, nur zum Teil wettgemacht. Da, wie bereits nachgewiesen wurde, die jungen Schichten nach Südosten zu primär auskeilen, so bleibt ein ausgeprägtes Einfallen der Grabenachse nach Nordwesten zu um so mehr bestehen, wie es auch im Profil der Geologischen Landesanstalt (Bl. Hirschberg) zum Ausdruck kommt.

Der Bewegungsmechanismus

Während die von Beyer angenommene kimmerische Phase der saxonischen Orogenese nur geringe Spuren in unserem Gebiet hinterließ, hat die tertiäre Hauptphase die jungpaläozoisch-mesozoische Schichtentafel nebst ihrer Basis einer kräftigen Umformung unterworfen.

Infolge einer unterschiedlichen Konsolidation reagierten Grund- und Deckgebirge auf die orogenetische Beanspruchung in verschiedenartiger Weise.

Das Grundgebirge, das seit seiner Entstehung aus altpaläozoischen Sedimenten durch wiederholte Einfaltung und Durchsetzung mit Intrusivkörpern eine sich steigernde Festigung und Versteifung und damit eine Erhöhung des Widerstandes gegen erneute Faltung erfahren hatte, brach in Schollen auseinander. Diese vollführten Bewegungen vorwiegend vertikaler Richtung. Die horizontale Bewegungskomponente tritt zurück, obwohl besonders im Südteil des Grabens eine horizontale Einengung in südwest—nordöstlicher Richtung mit Gewißheit erfolgt ist. Diese Einengung ergibt sich aus der Vertikalverschiebung der Schollen an den gegenfallenden Verwerfungen, wie sie namentlich das Neu-Flachenseiffener Grabenstück aufweist. Der Effekt dieses tektonischen Vorganges besteht in seitlicher Raumverkürzung zugunsten einer Vergrößerung der vertikalen Schollenmächtigkeit. Abb. 9 zeigt den Bewegungsvorgang in schematischer Weise, wobei die Verhältnisse dem genannten Grabenstück entsprechen.

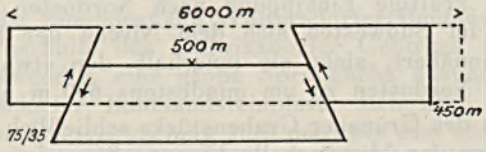


Abb. 9. Einengung des Waltersdorfer Grabenstücks (Schema)

Danach wird ein Block von 6 km Breite durch das Absinken einer mittleren Teilscholle an zwei unter 65° einfallenden Verwerfungen bei einer vertikalen Absenkung von 500 m um 450 m eingeengt. Dieser Betrag dürfte eher zu niedrig als zu hoch sein, da besonders die im Süden vorgelagerte Schieferscholle einen starken Vorschub in nordöstlicher Richtung erkennen läßt, wie auf den bis zu 40° überkippten Kreideschichten am Lerchenberge ersichtlich ist.

Aus dem Bau des Deckgebirges geht mit Deutlichkeit hervor, daß es erzwungene Bewegungen ausführte, die durch den Schollenmechanismus des Grundgebirges bedingt waren. Dieses passive Verhalten des Deckgebirges ist seiner Mobilität, seiner geringen Mächtigkeit, sowie seiner innigen Verschweißung mit dem Grundgebirge zuzuschreiben.

Die Ausdrucksformen der saxonischen Orogenese im Deckgebirge sind Flexuren, wie sie als Grabenbegrenzungen und als Übergang von der tiefsten Scholle zu einer Zwischenstaffel im Gebiet des Lähner Grabens nachgewiesen werden konnten. Sie zeichnen die Vertikalbewegungen der Grundgebirgsschollen nach. Die Tektonik des Deckgebirges steht damit in bemerkens-

wertem Gegensatz zu den saxonischen Formen in Mittel- und Nordwestdeutschland, wo den Blockbewegungen des Grundgebirges starke tangentiale Bewegungen im Deckgebirge zugeordnet sind. Die Ursache dieser starken horizontalen Komponente liegt in dem Vorhandensein der als Abscherungshorizont dienenden Steinsalzschichten, die in Schlesien fehlen. Auf diesen für die Mechanik der tektonischen Vorgänge bedeutsamen Unterschied hat bereits Rode[18]) hingewiesen.

Die Abbiegung der jüngeren Schichten an den Schollenkanten erfolgte meist ohne Schichtenausfall und ohne Mächtigkeitsreduktionen. Das zeigt namentlich der Bau des Ober-Hußdorfer Grabenstücks, bei dem die jüngeren Schichten trotz erheblicher Absenkung auf beiden Grabenflügeln in regelmäßiger Aufeinanderfolge und gleichbleibender Mächtigkeit auftreten. Die von Scupin konstruierten streichenden Verwerfungen zwischen Oberrotliegendem und Buntsandstein, die den Ausfall des Zechsteins begründen sollen, sind nicht notwendig, da das Fehlen dieses Horizontes primär bedingt sein kann. Das gleiche gilt für die von Scupin angenommenen streichenden Verwerfungen zu beiden Seiten des Kynberges.

Dahingegen weisen die streichenden Kluftspalten, die im Waltersdorfer Grabenstück im Bereiche der Flexur angetroffen wurden, darauf hin, daß bei der Abbiegung der jüngeren Schichten vertikale Zerrung auftrat, die sich in Abscherungen längs der Schichtflächen äußerte.

Unter Berücksichtigung des verschiedenartigen mechanischen Verhaltens von Grund- und Deckgebirge ergibt sich in großen Zügen folgende Rekonstruktion der Grabenbildung.

In der Hauptphase der saxonischen Gebirgsbildung im Frühtertiär wurde die Uranlage des Lähner Grabens durch Scholleneinbruch im Grundgebirge geschaffen. Die Südwestbegrenzung dieses Einbruchs deckt sich mit der heutigen Südwestgrenze des Grabens. Die Nordostbegrenzung dagegen erstreckte sich, von Schmottseiffen über Lähn der nordöstlichen Grabengrenze folgend, über den Käseberg in gleichem Streichen weiter nach SO. Zwischen der Grabenscholle und der nordöstlichen Horstscholle blieb eine bei Lähn beginnende keilförmige Scholle in einem mittleren Niveau stecken (Waltersdorfer Buntsandsteinplatte). Die Grabenscholle selbst zerfiel in drei Teilstücke, die voneinander unabhängige Bewegungen ausführten. Das größere Mittelstück sank gegenüber den nordöstlich und südwestlich vorgelagerten Horstschollen senkrecht in die Tiefe, führte jedoch dabei in der Streichrichtung eine Kippbewegung nach NW aus. Das Kl. Röhrsdorfer Teilstück dagegen kippte kräftig nach NO ein, während das Grunauer Grabenstück sich gegenüber dem Mittelstück heraushob.

Das Deckgebirge wurde bei diesen Bewegungen hauptsächlich in der Nähe der Schollenkanten in Mitleidenschaft gezogen, während es auf den Schollenoberflächen nahezu ungestört blieb. Die durch die Deformation des Deckgebirges entstehenden engräumigen Flexuren erreichten Absenkungshöhen bis zu 700 m.

Es ist natürlich, daß sich quer zum Streichen keine Flexuren ausbilden konnten. Die Teilstücke der Grabenscholle werden daher in dieser Richtung von Verwerfungen begrenzt. Daß das Deckgebirge jedoch auch hier Neigung zur Flexurbildung besaß, geht aus den Beobachtungen im Cenoman am Humprich hervor, die eine starke Abschleppung der Schichten nach der Karlsthaler Verwerfung zu erkennen lassen.

Ein Wiederaufleben der südwest—nordöstlich gerichteten Schubkräfte, die als Ursache der geschilderten Bewegungen anzunehmen sind, beweisen die Querstörungen, die die bereits aufgerichteten Grabenschichten durchsetzen. Ihrem Charakter nach handelt es sich um Blattverwerfungen. Sie dürften zeitlich den Sekundärstörungen der gleichen Art zuzuordnen sein, die K. Rode[19]) an einer anderen saxonischen Einheit der Sudeten, der Kreidescholle von Kudowa, fand.

Die Stellung des Lähner Grabens im Bauplan des Boberkatzbachgebirges

Im Widerspruch zu der auf Grund vorliegender Untersuchungen gewonnenen Erkenntnis, daß die saxonische Deformation des Deckgebirges nur ein getreues Abbild der Schollenbewegungen im Grundgebirge sind, steht die Auffassung Beyer's[6]), der eine starke, selbständige Faltung der jüngeren Schichten annimmt. Zwischen dem Riesengebirge und der Vorlandscholle denkt er sich den jüngeren Schichtenkomplex eingefaltet. Dabei fand an den spiegelbildlich angeordneten Überschiebungen, dem Lähn-Schmottseiffener Südsprung und der Hermsdorfer Verwerfung, muldenförmige Abpressung statt (Lähner und Hermsdorfer Mulde), während es zwischen ihnen zu einer axialen Heraushebung kam (Lähner Schieferhorst). Soweit die von Beyer geschilderten Verhältnisse den Lähner Graben betreffen, stehen sie im Gegensatz zu dem tektonischen Bild des Grabens, wie es auf Grund der vorliegenden Untersuchungen gewonnen worden ist. Nur kurz sei auf die grundlegenden Unterschiede eingegangen.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß der Lähn—Schmottseiffener Südsprung nicht die Einheitlichkeit besitzt, die Beyer ihm beimißt. Lediglich der mittlere Teil zwischen Karlsthaler und Grunauer Querverwerfung als gegen NO vergierende Flexur könnte als Spiegelbild der Hermsdorfer Verwerfung aufgefaßt werden. Aber auch der Graben selbst läßt die Merkmale vermissen, die Beyer ihm als Gegenstück der Hermsdorfer Mulde zuschreibt. Jedenfalls zeigt der Graben nicht die Asymmetrie, wie sie Beyer annimmt, nämlich einen breiten, flach nach SW einfallenden NO-Flügel und einen schmalen, steilen bis überkippten SW-Flügel. Für das Kl. Röhrsdorfer Grabenstück besteht Asymmetrie sogar in umgekehrter Richtung. Die Argumente Beyer's für eine Rahmenfaltung sind also nicht stichhaltig.

Im übrigen scheint mir das Kl. Röhrsdorfer Grabenstück die Verbindung zwischen den Bauformen des Lähner Grabens und der übrigen saxonischen Gebilde des Boberkatzbachgebirges herzustellen. Die gleiche Asymmetrie wie dieses Grabenstück lassen die Querprofile der geologischen Spezialkarte auf den Blättern Goldberg, Gröditzberg, Lähn und Hirschberg erkennen. Staffelförmig gegliedert, fallen die jungpaläozoisch-mesozoischen Schichten nach NO ein und biegen an steilen bis überkippten Verwerfungen empor.

Von diesem Bauplan weicht das symmetrische Mittelstück erheblich ab. Da dieses den größeren Teil des Grabens ausmacht, so nimmt der Lähner Graben immerhin eine tektonische Sonderstellung ein, die ihn vor den übrigen Einheiten des Boberkatzbachgebirges auszeichnet.

Die anormale Bauform des Grabens, die Engräumigkeit seiner Störungen, die Tiefe seines Einbruches sind wahrscheinlich auf eine Ursache zurückzuführen, nämlich auf die geringe Mächtigkeit des Deckgebirges. In dem Maße, wie dieses abnimmt, müssen die Störungen des Grundgebirges um so

stärker hervortreten. Es ist wohl kein Zufall, daß auch der Schönauer Graben im Bereich verminderter Sedimentation des Deckgebirges liegt.

Ein ähnliches Abhängigkeitsverhältnis besteht für den Südteil der Innersudetischen Mulde. Auch hier nimmt, wie K. Rode [18]) ausführt, die Intensität der engräumigen Störungen um so mehr zu, je mehr Mesozoikum und Perm nach S auskeilen.

Zusammenfassung

In paläogeographischer Beziehung nimmt der Lähner Graben eine Sonderstellung im Boberkatzbachgebirge ein, die durch seine Lage am Rande des jungpaläozoisch-mesozoischen Sedimentationsbeckens gegeben ist.

Auf dieser Beckenrandlage beruht die geringmächtige Ausbildung der Grabenschichten im Vergleich zu den entsprechenden Horizonten des größeren Gebietes, sowie das Auskeilen des Rotliegenden, des Zechsteins und des Buntsandsteins im Süden des Grabens.

Die auf Grund einer großen Anzahl von Fallwinkelmessungen ermittelten Lagerungsverhältnisse der jüngeren Sedimente des Lähner Grabens lassen flache Schichtentafeln verschiedenen Niveaus sowie engräumige Flexuren erkennen. Die Flexuren erreichen verhältnismäßig große Absenkungshöhen, die bis zu 700 m betragen. Sie bilden vorwiegend die Grabenbegrenzungen. Von großer Wichtigkeit ist das Aufschlußniveau, dem die Grabenränder ihre verschiedenartigen Erscheinungsformen verdanken.

Die Tektonik des Deckgebirges ist das getreue Abbild einer Schollentektonik des Grundgebirges. Den flachen Sedimentdecken des Deckgebirges entsprechen Horst- und Grabenoberflächen im Grundgebirge, den Flexuren im höheren Horizonte sind Verwerfungen im tieferen Horizonte zugeordnet. Der gleiche Mechanismus, der das Grundgebirge in Schollen zerlegte, bewirkte somit eine passive Verformung des Deckgebirges. Vertikalbewegungen spielen hierbei die Hauptrolle.

Die Tektonik des Lähner Grabens ist im wesentlichen das Ergebnis einer wahrscheinlich frühtertiären orogenen Hauptphase. Jünger als die Flexuren sind die Blattverwerfungen, deren Verschiebungssinn die gleiche Beanspruchungsrichtung zeigt wie die Hauptphase.

Die Klüftung steht im Zusammenhang mit der Aufrichtung der Schichten oder ist jünger als diese; sie verläuft namentlich im Süden des Grabens in posthumen Bahnen.

Posthumität besteht auch für die Hauptstörungen jüngeren Alters, die Flexuren, deren Verlauf durch Strukturzüge der kaledonischen bzw. variszischen Gebirgsbildung vorgezeichnet ist.

Literaturverzeichnis

1. Andert, H.: Stratigraphie, Tektonik und Morphologie der Sächsisch-Böhmischen Kreide. — 13. Jber. Freiberger Geol. Ges. 1931.
2. Berg, G.: Der geologische Bau des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens und seiner Umgebung. — Festschr. 2. XII. Allg. Bergmannstag. Breslau 1913.
3. —: Zur Geomorphologie des Riesengebirges. — Zeitschr. für Geomorphologie, II. Bd. Leipzig 1927.
4. Born, A.: Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. — Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., Bd. 37. Frankfurt a. M. 1921.
5. Beyer, K.: Das Liegende der Kreide in den Nordsudeten. — Abh. z. Neuen Jahrb. f. Min. u. Geol., Abt. B, Beil.-Bd. 69. Stuttgart 1932.

6. Beyer, K.: Die Nordsudetische Rahmenfaltung. — Abh. d. Naturforsch. Gesellsch. z. Görlitz, 32. Bd., 1. Heft.
7. Cloos, H.: Der Gebirgsbau Schlesiens. — Berlin 1922.
8. Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik I, II, III. — Abh. d. preuß. geol. Landesanst., H. 95, 116, 123, 1923—1925, 1930, 1931.
9. Gürich, G.: Geologischer Führer in das Riesengebirge. — Berlin 1900.
10. Hahn, F. F.: Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls etc. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1912.
11. Hannik, S.: Tektonik van den Löwenberger—Goldberger Trog. — Diss. Delft 1926.
12. Heim, A.: Über rezente u. fossile subaquatische Rutschungen etc. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1908, II.
13. Herzog, F.: Tektonische Spezialuntersuchungen im Gebiete des Neißegrabens. — „Tektonik u. Magma", Abh. d. Pr. Geol. Landesanst., H. 89. 1922.
14. Kunth, A.: Über die Kreidemulde bei Lähn in Niederschlesien. — Z. d. D. Geol. Ges. Bd. 15. Berlin 1863.
15. Kühn, B. u. Zimmermann, E.: Erläuterungen zu Blatt Lähn. — Berlin 1918.
16. Petrascheck, W.: Der böhmische Anteil der Mittelsudeten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 26 (1933).
17. Rode, K.: Der Lomnitzkamm im Habelschwerdter Gebirge. — N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. 56, Abt. B. Stuttgart 1926.
18. —: Die saxonische Tektonik in Schlesien. — Z. d. Dtsch. Geol. Ges. 84, S. 698—702. Berlin 1932.
19. —: Die Tektonik der Scholle von Kudowa. — Geol. Rund-Schau Bd. XXV, H. 2. 1934.
20. —: Mesozoische Krustenbewegungen in Schlesien. — Zschr. Deutsch. Geol. Ges., H. 8. 1934.
21. Schmidt, W.: Gesteinsumformung. — Denkschr. d. Naturhist. Mus. i. Wien, Bd. 3. 1925.
22. Scupin, H.: Über sudetische prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. — Z. f. Naturw. 82. Halle 1910.
23. —: Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. — Paläontographica, Suppl. VI. Stuttgart 1913.
24. —: Die Nordsudetische Dyas. — Fortschr. d. Geol. u. Pal. Bd. IX, H. 27. Berlin 1931.
25. —: Der Buntsandstein der Nordsudeten. — Z. d. D. Geol. Ges. Berlin 1933.
26. —: Neuere Gliederungsversuche in der Nordsudetischen Kreide. — Z. d. D. Geol. Ges. Bd. 86. Berlin 1934.
27. —: Das Ausmaß der Kimmerischen Gebirgsbildung in den Nordsudeten. — Centralbl. f. Min. etc. H. 11. 1934.
28. Sokol, R.: Geologisches Praktikum. — Berlin 1927.
29. Wilckens: Grundzüge der tektonischen Geologie. — 1912.
30. Zimmermann, E.: Die Eigenarten und geologischen Aufnahmeschwierigkeiten des Boberkatzbachgebirges usw. — Jahrb. d. Pr. Geol. L. — A. f. 1916 Bd. XXXVII, Teil II, H. 1. Berlin 1918.
31. —: Beitrag zur Geologie des Oberen Boberkatzbachgebirges. — Jahrb. d. Pr. Geol. L.A. Bd. 47. Berlin 1926.

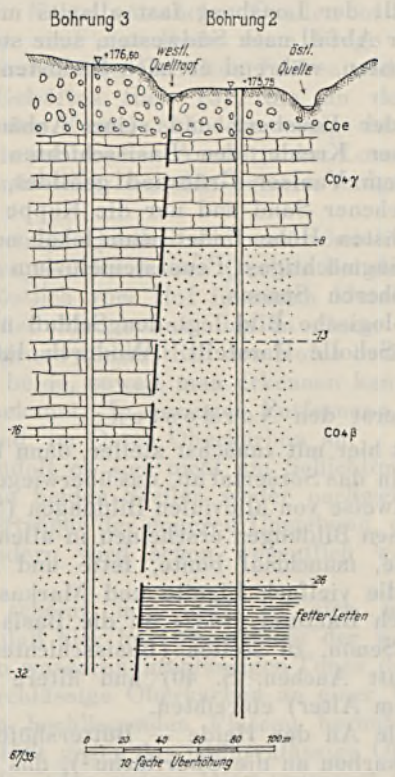
Urschrift eingegangen am 2. April 1935
Druckauftrag erteilt am 13. November 1935

Zur Tektonik des Aachener Grenzgebietes

Von Carl Hahne, Aachen

Hierzu Tafel 8 und eine Textabbildung

Eine systematische Begehung des Aachener Grenzgebietes zeigte mir, daß die Kartierung Holzapfel's (Blatt Aachen und Herzogenrath der Geologischen Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000) in Einzelheiten zu verbessern und zu ergänzen ist.



Das gilt besonders von der Tektonik und ganz besonders von den Lagerungsverhältnissen der Kreide. — Holzapfel (1910, S. 56) hat sich gescheut, Störungen in der Kreide, sofern sie nicht einwandfrei aufgeschlossen waren, anzugeben. In dem ganzen großen Kreidegebiet zwischen Aachen und Hergenrath-Orsbach ist kaum eine Störung kartiert. Und doch führen schon allgemeine Erwägungen zu dem Schluß, daß hier Störungen vorhanden sind, sind doch in dem ähnlich aufgebauten und die einfache Fortsetzung des

Aachener Kreidegebietes darstellenden südlimburgischen Kreidebezirk durch Klein (1913) und andere eine Reihe von Störungen beschrieben und kartiert, und gehen doch einige Sprünge wie zum Beispiel der von Benzenraede (gleich Richtericher) und Laurensberg bis an den Nordrand des Aachener Kreideplateaus heran, während andere Störungen im Süden der Kreidetafel in der Gegend von Burtscheid auftauchen.

Zunächst einige Worte über die Stellung des Lousberges. Der Lousberg mit den morphologisch und geologisch hinzugehörenden Salvator- und Wingertsberg überragt mit seinen 263,8 m Höhe bedeutend seine Umgebung, wo der Königshügel nur 237,5 m, der Seffenter Berg nur etwa 210 m, der Vetschauer Berg nur 237 m, der Aussichtsturm bei Kaiserruhe nur 196 m und der Kaninsberg nur 238 m hoch sind. Er ist von tiefen Senken rings umgeben, wie dem Tal von Süsterfeld im Südwesten mit einer durchschnittlichen Höhe von etwa 180 m und wie dem Sörsertal im Nordosten mit einer Durchschnittshöhe von nur 170 m.

In diese Täler fällt der Lousberg fast allseits mit steiler Böschung ab. Besonders stark ist der Abfall nach Südwesten, sehr steil beinahe unvermittelt der Abfall nach Nordosten, während er nach Südosten mit seinen Ausläufern allmählich absinkt.

Geologisch wird der Lousberg und seine Anhängsel von den unteren Schichten der Aachener Kreide, den Basisschichten (Breddin 1932), dem Aachener Sand und dem Vaalser Grünsand gebildet, derart, daß der überwiegende Teil aus Aachener Sand und nur die Kuppe aus Vaalser Grünsand besteht. Auf der höchsten Höhe findet man lokal noch Reste des Kreidemergels und ein geringmächtiges Feuersteineluvium als Rest der Transgressionsdecke des höheren Senons.

Schon das morphologische Bild legt den Schluß nahe, daß der Lousberg eine herausgehobene Scholle darstellt. Wodurch läßt sich diese Ansicht stützen?

Betrachten wir zuerst den Nordosten:

Der Lousberg fällt hier mit zunächst steiler, dann flacherer, teilweise weit ausladender Böschung in das Sörsertal ab, das überwiegend mit lokal mächtigem Löß erfüllt ist, der teilweise von alluvialen Bildungen (Schutt- und Auelehmen) bedeckt ist. Unter diesen Bildungen erscheinen in allen tieferen Wasserrinnen und Gruben grauweiße, manchmal bunte, fette und magere Tone wechsellagernd mit Sanden, die vielfach Lignite und Markasitknollen führen. Diese Ablagerungen sind nach Breddin (1932) an die Basis des Aachener Sandes, also in das unterste Senon, zu stellen (Basisschichten), während Holzapfel (Erläuterungen zu Blatt Aachen, S. 40) und ältere Bearbeiter sie in das Tertiär (von unsicherem Alter) einreihten.

Etwa von der Linie An der Heide — Büttershöfchen — Haarenheidchen kommt dann das Oberkarbon an die Oberfläche [1]), das in der nördlichen Sörs, wie Bohrungen auf dem Gelände der Aachener Lederwerke, Grüner Weg, gezeigt haben, etwa 18—20 m tief liegt.

Auf dieses Tal zu streicht von Nordosten her die Richtericher Störung, die, wie neue holländische Untersuchungen ergeben haben (Jongmans-Rummelen 1930), die Fortsetzung der sich nahe der Grenze vereinigenden Störungen

1) Diese Linie ist so gleichmäßig und ausgeprägt, daß man an eine Störung glauben könnte, die das Oberkarbon gegen das Tertiär versetzt.

von Heerlerheide und Benzenraede ist. Sie bildet in diesem Gebiet die Grenze des (südlimburgischen) Kreideplateaus, verwirft also zumeist Kreide (Obersenon) gegen Tertiär (? Mitteloligozän).

Der Sprung war in der Gegend von Richterich in den Strecken zwischen den Gruben Laurweg und Carl-Friedrich aufgeschlossen. Er hatte hier ein Einfallen von 65—70 Grad nach Nordosten und eine Störungszone von etwa 100 m Breite. Der Verwurf beträgt hier etwa 120 m im Karbon. Über Tage gibt er sich hier durch einen Steilrand in den Schottern der Hauptterrasse (besonders in der Gegend von Horbach) zu erkennen.

Es ist klar, daß eine derart bedeutende Störung nicht so schnell ausklingt; sie muß sich nach Süden fortsetzen. Es liegt nahe anzunehmen, daß sie durch das Sörsertal weiterstreicht. Da hier direkte Beobachtungen wegen der Bedeckung mit jungem Gebirge und der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht anzustellen sind, läßt sie sich hier nur indirekt nachweisen. Das wichtigste Hilfsmittel hierfür ist die Hydrologie.

Ich habe auf der Karte sämtliche Quellen im Sörsertal verzeichnet.

Von diesen Quellen sind eine Reihe ohne Frage Schichtquellen wie die südlich Berensberg zwischen den Gehöften Farber und Gasse (4, 5) und die Quellen östlich des Gehöftes Sieb (3), die an der Auflagerfläche der Feuersteinkiese (dg ≈ der Karte) auf dem wenig durchlässigen Oberkarbon entspringen, und wie die zahlreichen Austritte am Lousberg (8, 9, 11, 14), die anscheinend auf den Basistonen bzw. den unteren tonigen Lagen des Aachener Sandes austreten.

Es bleiben jedoch einige Quellen, die wahrscheinlich keine Schichtquellen sind. Das gilt besonders von den beiden Quellen bei dem Gehöfte Sieb (1, 2). Hier tritt erstens südöstlich vom Hof in einem kleinen Kessel an der Talflanke Wasser in großer Menge aus, das in einem kleinen Bach abfließt; zweitens kommt im Talgrund südwestlich des Hofes in der Weide eine kräftige Quelle aus. Sie liegen beide, soweit man erkennen kann, im Löß. Der tiefere Untergrund ist nicht bekannt. In geringer Entfernung steht im Westen Löß und darunter Kreidesand, im Osten Oberkarbon an.

Wahrscheinlich handelt es sich nicht um Schichtquellen, da die Endigung eines Wasserträgers an beiden Stellen weder nachweisbar noch anzunehmen ist. Der einzige Wasserträger der engeren Umgebung, das Oberkarbon, kommt hier nicht zutage, sondern wird schon wesentlich weiter östlich vom Löß bedeckt.

Wahrscheinlicher scheint mir, daß es sich um Verwerfungsquellen handelt. Ich vermute, daß hier im Untergrunde der wasserführende Löß und der Kreidesand, der den wasserundurchlässigen Tonen des Untersenons aufliegt, gegen das wasserundurchlässige Oberkarbon an einer Verwerfung stößt. Das Wasser, das von dem hochliegenden Plateau herunterkommt und auf den Basistonen zirkuliert, stößt gegen das undurchlässige Oberkarbon. Da es unter Druck steht, muß es, da jeder andere Weg versperrt ist, an der Verwerfung hochsteigen und tritt dann an der Oberfläche zutage aus. Der Austritt kann im Talboden oder auch am Talrand liegen, je nachdem wo die Verwerfung durchstreicht. An dieser Stelle sind beide Fälle vorhanden, da die Verwerfung wahrscheinlich entsprechend den Verhältnissen bei Richterich eine größere Breite besitzt. Das Gebirge ist auf größere Breite zermürbt.

Die Störung würde auch hier die Grenze der Kreide bilden, wie die Störung von Benzenraede in Holländisch-Limburg (Klein 1913).

Die Störung kann nur die Fortsetzung der Richtericher sein, in deren streichender Verlängerung sie liegt.

Weiter nach Südosten sagt auch die Hydrologie nicht mehr viel über den tieferen Untergrund aus. Auffällig sind zwar verschiedene Wasseraustrittsstellen am Rande des Sörsertales wie die beim Gehöfte Scheuer (6), beim Gehöfte Sörserhochkirchen (10) und bei Tivoli (12, 13), auffällig darum, weil diese Stellen am Talrande, nicht im Talboden liegen. Wahrscheinlich handelt es sich jedoch um Wasser, das auf den Basistonen der Aachener Kreide steht.

Auffällig sind besonders die Verhältnisse im Untergrunde des Geländes der Tuchfabrik Königsberger, Jülicherstraße 118/120. Man befindet sich hier bereits auf dem Aachener Sattel, jenseits der großen Aachener Überschiebung. Der Aufbau des Gebirges ist hier demnach etwa so:

4.	graugrüne, glimmerreiche Quarzsandsteine mit zwischengelagerten sandig-glimmerigen Schiefern,
3. etwa 100 m	bröcklige, graugrüne, sandig-glimmerige Schiefer mit Kalkknollen und Einlagerungen geringmächtiger unreiner Knollenkalke,
2. etwa 150 m	kalkige Schiefer mit Einlagerungen mächtiger grauer Knollenkalke,
1. etwa 100 m	dickbankige Kalksteine.

Wasser zirkuliert nach den allgemeinen Erfahrungen nur in der Schicht 1, die im ganzen Aachener Gebiet einen der Hauptwasserträger darstellt. Diese Schicht wird im Untergrund des Fabrikgeländes frühestens zwischen 100 und 150 m angetroffen werden können. Das darüber liegende Gebirge wird man als wasserarm bezeichnen müssen. Vor allem wird Wasser wegen der intensiven Durchsetzung mit mehr oder weniger wasserundurchlässigen Schiefern in ihm nicht zirkulieren können. Trotzdem liefert nun seit langen Jahren ein Brunnen, der sicher in der Schicht 4 steht, große Mengen Wasser. Dabei ist das Wasser auffallenderweise ziemlich hart, während das Gebirge, aus dem es gehoben wird, fast kalkfrei ist. Es wird sich also aus größerer Entfernung (etwa aus dem weiter südlich zutage ausstreichenden Frasne-Kalk) ergänzen. Das ist nicht anders möglich als dadurch, daß hier wasserführende Klüfte quer zum Streichen das Gebirge durchsetzen. Es liegt nahe, anzunehmen, daß es sich hier um Verwerfungen handelt, die in das System der Richtericher Störung hineingehören, denn diese muß in gradliniger Verlängerung hier durchstreichen.

In der weiteren Fortsetzung verläuft die Forster Störung[2]), über die sich das wesentliche bei Holzapfel (Erläuterungen zu Blatt Aachen, S. 57) findet. Sie ist in der Ziegelei bei Forst aufgeschlossen (heute allerdings nur noch unzureichend) (de Voogd 1929, S. 9). Der Verwurf ist hier nur noch gering. Die Störung klingt anscheinend in südlicher Richtung langsam aus, wie ja auch die meisten anderen Querstörungen dieser Art nach Süden zu (auf das Vennmassiv zu) verklingen. Sie teilt sich wohl in mehrere Äste auf, wie Holzapfel angedeutet hat.

2) Ein unlängst durch die Schönrathstraße in Forst gezogener Kabelgraben mit $^3/_4$ m Tiefe schloß die Forster Störung nicht auf. Das Grundgebirge wurde in dieser Tiefe noch nicht erreicht. Die Kartierung Holzapfel's ist hier zu verbessern.

Eine Fortsetzung der Forster Störungen wird das Störungsbündel der Ziegelei Galgenplei (Krummenrück) sein, das de Voogd (1929, S. 10) beschreibt.

Auch die Störungen bei Bau und beim Bahnhof Kornelimünster, die ebenfalls östlichen Verwurf zeigen, sind wohl noch die letzten Ausläufer des Forster Systems.

Auch durch das Tal im Südwesten des Lousberges, das Süsterfelder Tal, müssen ein oder mehrere Störungen streichen, wie aus folgenden Überlegungen folgt:

Die Grenze Aachener Sand—Vaalser Grünsand hat am Lousberg eine durchschnittliche Höhenlage von etwa 260 m, dagegen hat sie weiter südlich, z. B. bei Hahnbruch, nur etwa 220 m Höhenlage, bei Bergerhof etwa 225 m.

Die Grenze liegt also am Lousberg wesentlich höher als in den südlich angrenzenden Kreidegebieten und das, obwohl im allgemeinen das Kreidegebirge langsam in nördlicher Richtung einfällt, wie die Kartierung erweist. Die Grenze müßte im Lousberg, normale Verhältnisse vorausgesetzt, tiefer liegen als in den südlich angrenzenden Gebieten.

Diese Differenz bleibt, wenn auch abgemildert, auch dann bestehen, wenn man für die Gegend südwestlich Aachen bedeutende Abtragungen an der Wende co 4 α und co 4 β annimmt, wie Voigt (1929) und andere dargetan haben, während das Profil des Lousberges normal zu sein scheint.

Nun streicht auf das Süsterfelder Tal von Nordwesten her eine Störung zu, die Holzapfel (Erl. zu Blatt Aachen, S. 58) die Laurensberger Störung genannt hat. Sie ist festgestellt am Vetschauer Berg, wo sie zumeist Vaalser Grünsand gegen Vetschauer Kalk verwirft, und zieht dann in südöstlicher Richtung auf Schurzelt zu. Südöstlich der Ölmühle und bei Nettesheim ist sie noch nachzuweisen. Sie verschwindet dann unter dem Diluvium des Süsterfelder Tales, wo intensive Bebauung heute jedes Studium des Untergrundes verhindert. Auch andere Kriterien für eine Verwerfung wie hydrologische und morphologische Momente sind hier nicht zu finden.

Ungefähr in streichender Fortsetzung sind jedoch im Aachener Stadtgebiet wieder eine Reihe Störungen nachzuweisen oder anzunehmen. So zieht mit ziemlicher Sicherheit eine Störung vom Burtscheider Markt (Beissel 1886, S. 57) über die Marienkirche (Beissel 1886, S. 73) in die Gegend des Büchels (an dieser Linie scheinen die Aachener Thermen hochzusteigen). Eine weitere Störung zieht nach Beissel (1886, S. 73) über Frankenburg—Kaiserplatz zur Mariahilfstraße[3]). Und drittens muß sich die Störung von

3) In der südlichen Fortsetzung ist diese Störung wohl in dem alten Ziegeleibruch bei Vogelsang aufgeschlossen. Hier kommt unter dem Deckgebirge, das nach Norden an Mächtigkeit schnell gewinnt, das Oberkarbon zutage. Eine mächtige Quarzitbank, die teilweise merkwürdig brecciös aufgelöst ist, durchzieht den Bruch. Ihr Einfallen ist im Westen ziemlich flach südlich, im Osten dagegen steil nördlich. Der Übergang liegt unter Wasser. Es liegt nahe anzunehmen, daß hier eine Störung durchstreicht (auch die über der Quarzitbank liegenden Schiefer zeigen ähnliches). Diese Störung würde die Frankenberger sein, die in gradliniger Verlängerung etwa hier durchstreichen muß. — In dem neuen Kabelgraben 1934, der die Fahrstraße bei Vogelsang entlangführte, war nur das Deckgebirge aufgeschlossen. Die Kartierung ist zu berichtigen.

Steinebrück, die wahrscheinlich die Fortsetzung der Brandenberger Störung ist (daß sie im Burtscheider Wald nicht nachzuweisen ist, spricht kaum dagegen, da sich, wenn Aufschlüsse fehlen, in den lockeren Sanden Störungen kaum nachweisen lassen) in das Aachener Stadtgebiet hinein verlängern.

Eine dieser Störungen ist vermutlich die Fortsetzung der Laurensberger Störung, wahrscheinlich die Thermenstörung, die ziemlich genau in der Fortsetzung der Laurensberger Störung verläuft. Es mag aber auch so sein, daß die Laurensberger Störung sich nach Süden in mehrere Äste aufteilt, entsprechend dem Verhalten anderer Querstörungen. Schließlich könnten im Süsterfelder Tal und seiner nördlichen Fortsetzung noch andere Störungen verlaufen[4]), über deren Existenz wir nichts wissen. Wir hätten es dann mit einem Störungsbündel zu tun, das im Süsterfelder Tal eng zusammenliegt und sich im Aachener Stadtgebiet verbreitert.

Nach Nordwesten zu setzt sich die Laurensberger Störung (nach freundlicher Mitteilung des Herren van Rummelen-Heerlen) östlich Bocholtz und Simpelveld (zwischen Molsberg und Vrusschehueske) fort. Sie verwirft hier mit nur noch geringer Sprunghöhe Kreide gegen Kreide in westlicher Richtung. Sie scheint dann nach Norden zu bald auszuklingen.

Die auf der Wunstorf'schen Exkursionskarte (Wunstorf 1911) bei Bocholtz und Simpelveld (in der Fortsetzung der Laurensberger Störung) eingetragene Störung besteht nicht zu Recht, nachdem sich herausgestellt hat, daß die Sande bei Roodeputs, die man für Oligozän hielt, senonen Alters sind.

Die Störung hat dort, wo man sie kennt, einen westlichen Verwurf. Da der Richtericher Sprung einen östlichen Verwurf hat, bildet der Lousberg und seine Ausläufer also einen Horst, eine herausgehobene Scholle.

Nach Nordwesten zu geht der Horst in eine einseitig verworfene Scholle über, Hand in Hand mit dem Ausklingen der Laurensberger Störung, das in der Gegend von Bocholtz anzunehmen ist. Wir haben es hier, wie eine Reihe von holländischen Bohrungen bei Bocholtz, Simpelveld und Gulpen zeigen, mit einer einseitig in östlicher Richtung geneigten Scholle zu tun, die durch mehrere vorwiegend östlich einfallende Störungen staffelförmig zum Rurtalgraben hin absinkt, eine Scholle, die sich an das Brabanter Massiv anlehnt.

Die Seffenter und die Melatener Störung

Sehr auffällig sind die Verhältnisse in der Gegend von Seffent. Hier treten in einer sonst sehr wasserarmen Gegend aus dem Kreidemergel (co 4 γ der Karte) am Fuße des Seffenter Berges südwestlich des Ortes in zwei Quelltöpfen eine Reihe ziemlich ergiebiger Quellen aus. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Gegend lassen die Deutung als Schichtquellen hier als gänzlich unmöglich erscheinen. Daher nahm auch schon Holzapfel (Erl. zu Blatt Aachen, S. 68) an, daß das Wasser auf Verwerfungsspalten aufsteigen müsse, wofür er allerdings keine stichhaltigen Beweise anführen konnte. Er verwies auf das bei der sonst fast flachen Lagerung der Schichten auffallend starke Einfallen der Kreideschichten im Weg Seffent—Aachen (am Talrand).

4) Daß hier noch eine Reihe von Störungen vorhanden sind, beweisen auch die allerdings unbedeutenden Verwerfungen im Profil der Westbahnhof-Böschung, das Holzapfel (Erl. zu Blatt Aachen, S. 36 ff.) beschreibt (s. auch Klein 1913, S. 77).

Nun haben zwei 1922 vom Wasserwerk der Stadt Aachen zwecks besserer Wasserversorgung der Stadt Aachen niedergebrachte Bohrungen (Bohrfirma: E. Rutsatz, Köln) den Beweis erbracht (s. Abb.). Die erste Bohrung war zwischen den Quelltöpfen angesetzt. Sie durchsank zunächst den Kreidemergel in 8 m Mächtigkeit, kam dann in den Vaalser Grünsand und erreichte in 26 m Tiefe einen 70 cm mächtigen sehr zähen schwarzen Letten, unter dem wieder Sand folgte. Die zweite Bohrung, die wenige Meter westlich des westlichen Quelltopfes angesetzt wurde, blieb 16 m im Kreidemergel und kam dann in Sand und wurde in ihm bei 32 m Tiefe eingestellt.

Der Kreidemergel wurde also in diesen nahe beieinander liegenden Bohrungen in 8 m Differenz angetroffen. Das kann nur auf eine Störung zurückgehen, die zwischen den Bohrungen verläuft. An dieser Störung dürfte auch das Seffenter Wasser, das im wesentlichen auf dem angetroffenen Letten, der wahrscheinlich nur hier lokal größere Mächtigkeit hat, zirkulieren dürfte, aufsteigen. Zu verweisen ist auch darauf, daß das Wasser relativ weich ist, so daß man annehmen kann, daß es sich aus größerer Entfernung ergänzt.

Die Störung folgt wahrscheinlich dem Südrand des Wildbachtales, das bis nach Schurzelt auffallend steil ist, was vielleicht auf die Störung zurückgeht.

In der östlichen Fortsetzung könnte die Störung auch die schroffe nordwestliche Endigung des Lousberges mitverschulden. Die Störung würde dann in das Sörsertal streichen, also die Laurensberger Störung schneiden.

In der westlichen Fortsetzung verlängert sich die Störung vielleicht bis in die Gegend des Schneeberges, wo im Weg Seffent—Melaten und in den Wiesen am Südwestfuß des Schneeberges (Aachener Golfplatz) in nassen Zeiten Wasser austritt.

Vielleicht werden die Seffenter Quellen auch durch eine weitere Störung, die Melatener Störung, mitverschuldet.

Es fällt hier der für die sonst flache Gegend steile Abfall des Seffenter Berges (219,0 m) nach Nordwesten auf. Und diese Geländekante setzt sich über die Gegend des Gutes Melaten (nur 194,3 m hoch gelegen) bis zum Königshügel, der westlich der letzten Häuser plötzlich zu der fast ebenen Fläche, auf der das Gut Muffert steht, abfällt, fort.

Dieser Steilrand kann durch Erosion allein nicht erklärt werden, da wesentliche Härteunterschiede in den Gesteinen der hier anstehenden Kreidemergelstufen nicht vorhanden sind. Das Tal von Melaten ist zudem heute ein ausgesprochenes Trockental.

Es ist möglich, daß hier eine Störung durchzieht. Sie würde in ihrer südöstlichen Fortsetzung die letzten Ausläufer des Aachener Waldes schneiden, wo sie wohl wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse, der dichten Bebauung und der Schwierigkeit, im lockeren Sand Verwerfungen zu finden, nicht nachzuweisen ist. Es besteht die Möglichkeit, daß die nordwestlich gerichtete Grenze zwischen co 4 α und co 4 γ an der Vaalser Straße gegenüber dem Westpark auf diese Störung zurückgeht. Weiter nach Süden scheint sie dann zwischen zwei am Pelzerbad-Weiher bzw. auf dem Gelände der Eisfabrik Köhlmann (früher Pottermühle) gestoßenen Flachbohrungen durchzugehen, denn in diesen beiden nahe beieinanderstehenden Bohrungen wurde eine bestimmte Grenze Sand—Ton in etwa 5 m Differenz angetroffen. Auffällig ist auch, daß die Bohrung am Pelzerbad-Weiher gespanntes (artesisch aufsteigendes) Wasser erschloß.

Sie setzt sich dann wahrscheinlich in das Störungsbündel von Steinebrück[5]) fort, das in der Brandenberger Störung seine Fortsetzung findet. Nach Nordwesten zu scheint der Sprung durch die Seffenter Störung abgeschnitten zu werden. Wenigstens gibt hier weder die Geländegestaltung noch sonst irgend etwas einen Anhaltspunkt für ihre Fortsetzung.

Die Störung von Vaalserquartier

Schon beim Betrachten der geologischen Spezialkarte kam mir der Gedanke, daß entlang der Vaalser Straße zwischen den Vaalser Friedhöfen und dem Westpark anormale Lagerungsverhältnisse vorhanden sein müßten, denn hier liegt nach Holzappel weithin Kreidemergel ohne Feuerstein unmittelbar an Aachener Sand unter Ausfall des Vaalser Grünsandes. Das bleibt auch dann auffällig, wenn man, wie an anderen Stellen erwiesen ist, erhebliche Abtragungen an der Wende Unter- und Obersenon in dieser Gegend annimmt, da an keiner anderen Stelle der Vaalser Grünsand vollständig der Erosion anheim gefallen ist.

Und in der Tat fand ich nun in einem neuen Aufschluß beim Haus Nr. 7 der Gymnicher Straße eine Verwerfung, wenn auch unzureichend, aufgeschlossen. Hier findet sich im südöstlichen Teil des Aufschlusses ein kleines Profil durch den Grünsand: zu unterst ein gelblich-brauner Grünsand mit einigen dünnen nicht aushaltenden Lagen festeren dunkelbraunen Sandsteins. Darüber liegen in der Mitte der Wand eine Reihe von langgezogenen Tonlinsen, und zwar im Südosten eine ziemlich mächtige, in der grauer Sand mit zahlreichen dünnen Lagen Tons wechsellagert und nach Nordwesten zu eine Folge von fast rein tonigen Linsen. Über diesem System von Linsen liegt ein ziemlich reiner weißer Sand, der fast frei von Einlagerungen ist.

Neben dieser Partie, die den Aufschluß in ziemlicher Mächtigkeit erfüllt, liegt nahe der Gymnicher Straße, schlecht aufgeschlossen, der Kreidemergel. Der Kontakt ist nicht zu sehen. An seiner vermutlichen Stelle liegt ein Wasserloch. Doch ist eine Störung unbedingt anzunehmen.

Diese Störung bildet dann vermutlich in ihrer Fortsetzung nach Osten die Grenze zwischen dem Aachener Sand und dem Kreidemergel und wird dann vielleicht durch die Melatener Störung abgeschnitten. Wenigstens läßt sie sich weiterhin nicht nachweisen.

Nach Westen verlängert sie sich wohl bis in die Gegend der Vaalser Friedhöfe, wo auffällt, daß der katholische Friedhof (der nördliche) auf Kreidemergel steht, während der evangelische Friedhof (der südliche) überwiegend Kreidesand aufschließt, obwohl beide fast dieselbe Höhenlage haben. Auch hier liegt also wohl Kreidesand neben Kreidemergel an einer Störung, die nur die Fortsetzung der an der Gymnicher Straße aufgeschlossenen Störung sein kann.

Es sei dahingestellt, ob sich die Störung von Vaalserquartier in die

Senserbachstörung

verlängert oder mit ihr zum Schnitt kommt.

5) Diese Störung war in dem neuen Kabelgraben 1934 an der auf der Karte bezeichneten Stelle (Holzlager Niessen) aufgeschlossen. Es grenzte Aachener Sand an Famenne-Sandstein.

Entlang dem Senserbachtal, das weithin die deutsche Grenze bildet, zieht sich wahrscheinlich eine Störung, deren direkter Nachweis wegen der Ungunst des Geländes allerdings nicht zu erbringen ist. Schon ältere Autoren (s. Exkursionskarte zum 11. allg. Bergmannstag in Aachen 1910) haben hier eine Verwerfung angenommen. Holzapfel (Erl. zu Blatt Aachen, S. 58) zwar war der Meinung, daß hier lediglich eine einseitig nach Osten geneigte Scholle vorliege.

Der Nordostrand wird aus der Gegend des Grenzknickes bis in die Gegend von Niswijlre von den Kreidemergeln ohne Feuerstein gebildet, die an vielen Stellen am Talrand aufgeschlossen sind. Sie zeigen ein ganz schwaches nördliches Einfallen (wie besonders gut in einem neuen Aufschluß bei den Schießständen am Südostabfall des Schneeberges zu sehen ist). Es legen sich infolgedessen in nördlicher Richtung die jüngeren Kreidestufen normal auf.

Die Kreidemergel ziehen bis fast in den Talgrund hinunter, gehen also am Schneeberg bis zu einer Höhe von etwa 180 m, bei der Fabrik südwestlich Orsbach bis zu 140 m hinunter.

Demgegenüber liegen in geringer südwestlicher Entfernung bei Lemiers der Vaalser Grünsand auf 160 m Höhe und nach Vaals zu der Aachener Sand in 180 m Höhe, also genau in derselben Höhenlage oder sogar höher. Das ist durch die geringe Schrägstellung allein sicher nicht zu erklären. Bei ungestörter Lagerung kann hier das Untersenon nicht zutage ausgehen. Bei Vaals scheint auch der gesamte Vaalser Grünsand zu fehlen, es sei denn, daß er unter dem Alluvium des Talgrundes verborgen liegt, was mir bei der Morphologie des Geländes und der Enge des Talbodens ganz unmöglich erscheint. Er fehlt hier vermutlich, weil er durch die Störung unterdrückt ist.

Besonders deutlich sind die Verhältnisse bei Lemiers. Hier liegt der Gutshof Lemiers noch auf den Kreidemergeln ohne Feuerstein, die hier etwa bis zu 160 m heruntergehen. Es folgt das Alluvium des Talbodens, das hier nur sehr schmal ist. Dann steigt es erneut an zu den Hügeln der Ortschaft Lemiers, die nun durchgehend aus Vaalser Grünsand, der beim Friedhof aufgeschlossen ist, gebildet werden. Das Untersenon liegt hier genau so hoch wenn nicht höher als das Obersenon. Ohne die Annahme einer Störung wird man hier nicht auskommen können.

Die Senserbachstörung verlängert sich nach Nordwesten bis in die Gegend von Niswijlre, scheint aber in dieser Richtung an Verwurfshöhe zu verlieren, denn allmählich stellt sich auch auf der Südwestseite des Tales Obersenon ein.

Einige allgemeine Angaben

Die vorliegende Arbeit macht mit einer Reihe Störungen im Aachener Kreidegebiet und seiner Nachbarschaft bekannt. Sie sind auf der Übersichtskarte Taf. 8 dargestellt.

Man kann sie, allgemein betrachtet, in zwei Systeme, ein Nordwest—Südost verlaufendes und ein west-östlich bis westsüdwest—ostnordost gerichtetes, einteilen.

Das Hauptsystem ist augenscheinlich das nordwestliche. Ihm gehören Störungen von bedeutender Länge und erheblichem Verwurf an. Dabei ist eine Steigerung der Bedeutung von Westen nach Osten erkennbar. Senserbachstörung und Melatener Störung sind (auch wohl im Grundgebirge) unbedeutend; bedeutender ist schon die Laurensberger Störung, die vermutlich auch schon erhebliche Länge hat, während der Richtericher Sprung den bedeutendsten Querstörungen des Niederrheingebietes würdig anzureihen ist. Diese Tendenz setzt sich in östlicher Richtung fort. Feldbiß, Sandgewand und Rursprung bedeuten eine weitere Steigerung. — Diese Tatsache hängt sicher mit der konsolidierenden Wirkung des Brabanter Massives zusammen. Dort wo das Massiv relativ hoch liegt, wie eben westlich Aachen, konnten Brüche von größerer Bedeutung nicht entstehen, während mit dem Untertauchen des Massives und, damit zusammenhängend, mit dem Mächtigerwerden der mobilen Sedimente stärkere Zerreißungen möglich waren.

Im einzelnen ist jedoch das Verhalten der Störungen recht verschieden. Der Verwurf ist bald östlich, bald westlich, wenn auch das östliche Einfallen entsprechend dem generellen Absinken zum Rurtalgraben hin überwiegt. Im engeren Gebiet haben der Richtericher Sprung und der Senserbachsprung östliches Einfallen, während die Laurensberger Störung nach Westen einfällt. Es entsteht dadurch ein System von Horsten und Gräben. Im Aufnahmegebiet folgen von Westen nach Osten: Der Graben von Seffent, der Horst des Lousberges, der Graben von Haaren und der Horst von Verlautenheide. Alle diese Einheiten haben vermutlich eine wechselvolle Geschichte. Es ist anzunehmen, daß diese Schollen an den nordwestlichen Verwerfungen ähnliche Schaukelbewegungen ausgeführt haben, wie sie von anderen Stellen durch Wunstorf (1910), Klein (1913) und neuerdings Jongmans-Rummelen (1930) beschrieben sind, wenn auch wegen des Mangels an beweisenden Aufschlüssen hier der Beweis nicht zu erbringen ist.

Solche Bewegungen hat sicher der Richtericher Sprung ausgeführt, dessen nördliche Fortsetzung die Störung von Benzenraede ist, die jüngst (Jongmans-Rummelen 1930) genau untersucht werden konnte. Es ergibt sich, daß die Störung im Laufe der langen Zeit ihrer Aktion (die auch wohl heute noch nicht abgeschlossen ist) sich recht verschieden bewegt hat und mit ihr die umgebenden Schollen auf- und abgestiegen sind. Die Graben und Horstgebiete müssen in verschiedenen Zeiten gewechselt haben.

So sank hier zur Präsenonzeit die östliche Scholle; zur Senonzeit die westliche, während die östliche relativ stieg; zum Abschluß der Senonzeit sank wieder die östliche, während die westliche stieg; zur Paleozän- und Eozänzeit waren beide in Ruhe; zur Oligozänzeit sank die östliche Scholle, eine Tendenz, die vielleicht bis heute (bestimmt bis zur Hauptterrassenzeit) fortdauert.

Alle diese Bewegungen wird das Aachener Gebiet auch durchgemacht haben, wenn sich die einzelnen Phasen auch nicht mit der Deutlichkeit erkennen lassen. So muß das Aachener Kreidegebiet inklusive der Lousberggegend zunächst, bis in das Senon hinein, eine Senke gebildet haben, in der sich die Kreideschichten ablagerten, während die heutige Haarener Senke damals hoch lag. Kreideschichten bildeten sich hier nur in geringer Mächtigkeit bzw. wurden sie hier bald wieder weitgehend erodiert. Vom Haarener Gebiet über

die Lousberggegend bis zum Seffenter Gebiet sank die Scholle damals in westlicher Richtung an den alten Verwerfungen staffelförmig ab. Später stieg die Lousberggegend, während die Haarener Gegend relativ sank (die Laurensberger Störung war wohl in Ruhe), so daß heute der Lousberg als Horst, die Haarener Senke als Graben erscheint.

Die west—östlich verlaufenden Störungen, wie die Störung von Seffent und die von Vaalserquartier sind mit dem west—östlichen System, das durch Wunstorf (1910), Klein (1913) und andere von vielen anderen Stellen der niederrheinischen Bucht beschrieben ist, zu vergleichen.

Untersuchungen in anderen Gegenden ergaben, daß dieses System im allgemeinen das jüngere ist (es soll höchstens mitteloligozänes Alter haben) und dementsprechend das nordwestliche System häufig versetzt. So ist z. B. der Horst von Brüggen—Erkelenz und der von Viersen an einigen Stellen durch West—Ostverwerfungen versetzt, so ist nach Klein (1913) die Störung von Benzenraede am Putberg durch eine West—Ostverwerfung um mehr als einen Kilometer verschoben.

Im Aachener Gebiet liegen die Verhältnisse nicht so klar. Zwar wird vielleicht die nordwestlich verlaufende Störung von Melaten durch die Seffenter Störung abgeschnitten, wenig weiter südlich schneidet jedoch wahrscheinlich die Seffenter Störung die Störung von Vaalserquartier ab (vielleicht bestehen Übergänge). Darüber hinaus scheint es so, als ob die west—östlich verlaufende Störung von Vaalserquartier in die nordwestlich streichende Senserbachstörung übergeht. Horizontalverschiebungen des einen durch das andere System sind an keiner Stelle beobachtet.

Ich möchte glauben, daß man, wenigstens was das Deckgebirge angeht, nicht so scharf zwischen den beiden Systemen unterscheiden kann. Es mag sehr wohl sein, daß beide Systeme ineinander übergehen können. Es ist denkbar, daß nordwestlich verlaufende Störungen an Diagonalbrüchen, die dann etwa west—östliche Richtung annehmen könnten, ineinander überspringen.

Auch in Südlimburg ist die Trennung nicht so scharf, wie es Klein darstellt. Auch hier geht die im östlichen Teil west—östlich verlaufende Störung von Schin op Geul im Westen in Nordwestrichtung über, die Verwerfung von Kunraede geht wahrscheinlich in die Störung von Benzenraede über (Klein 1913, S. 42). Auch die Horizontalverschiebung am Putberg besteht wohl nicht zu Recht und ist dann auch bereits von Jongmans-Rummelen (1930) aufgegeben worden. Ganz abgesehen davon, daß Verschiebungen dieser Größenordnung im Deckgebirge schwer denkbar sind, spricht der tatsächliche Befund an dieser Stelle dagegen, da die sogenannte Putbergstörung sich nicht fortsetzen läßt.

Vielleicht ist gerade die Störung von Benzenraede, die bei dem sonst ziemlich gradlinigen Verlauf südlich Benzenraede auf kurze Erstreckung zweimal mit scharfen Knicken versetzt ist, ein gutes Beispiel dafür, daß die nordwestlichen Störungen an Diagonalbrüchen (das wären diese unregelmäßig verlaufenden Brüche im Zwischenstück) ineinander übergehen können [6]).

6) Ein schönes Beispiel für den Übergang scheint u. a. das scharfe Umbiegen der östlichen Randstörung des Verlautenheider Horstes, die im allgemeinen nordwestlich verläuft, in ost—westliche Richtung bei Mühlenbach unter Aufsplitterung zu sein, was schon Holzapfel (1910, S. 187) erwähnt.

Verzeichnis der angeführten Schriften

Beissel, J.: Der Aachener Sattel und die aus ihm hervorbrechenden Thermalquellen. — Aachen 1886.

Breddin, H.: Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine senone Einebnungsfläche und Verwitterungsrinde am Nordabfall des Hohen Venn. — Centralbl. Min. Geol. 1932, Abt. B, S. 593. Stuttgart 1932.

Holzapfel, E.: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. — Festschr. 11. allg. Bergmannstag Aachen, I. Berlin 1910.

Jongmans, J. W. und F. H. van Rummelen: Nieuve gegevens omtrent de storing van Benzenraede. — Jaarverslag 1929 Geolog. Bur. Nederl. Mijngeb. Heerlen 1930.

Klein, W. C.: Tektonische und stratigraphische Beobachtungen am Südwestrande des Limburgischen Kohlenreviers. — Mededeel. Rijksopspor. van Delfstoffen 5, 's Gravenhage 1913.

— : Geotektonische Karte des Nordrandes des Südlimburgischen Kreideplateaus. 1:500 000. Amsterdam.

Voigt, E.: Die Lithogenese der Flach- und Tiefwassersedimente des jüngeren Oberkreidemeeres. — Diss. Halle 1929. Jahrb. Hall. Verb., N. F. 8. Dessau 1929.

de Voogd, N.: Gliederung und Fossilführung des tieferen Oberkarbons in der Umgebung von Aachen und den angrenzenden Gebieten von Holland und Belgien. — Diss. Aachen 1929. Jaarverslag Geolog. Bur. Nederl. Mijngeb. 1928. Heerlen 1929.

Wunstorf, W. und G. Fliegel: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. — Festschr. 11. allg. Bergmannstag Aachen, I. Berlin 1910.

Wunstorf, W.: Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der niederrheinischen Bucht. — Verh. Naturh. Ver. Rheinl. Westf. 66, S. 343. Bonn 1910.

— : Geologische Excursionskarte für die Umgebung von Aachen. — 1:75 000. Berlin 1911.

Urschrift eingegangen am 5. Februar 1935
Druckauftrag erteilt am 1. November 1935

Geologische Beratungen im Dienste des modernen Straßenbaues

Von Wilhelm Dienemann, Berlin

Nach einem in der Sitzung der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 12. April 1935 gehaltenem Vortrag

Hierzu eine Abbildung im Text und Tafel 9—10

Inhalt

Seite

I. Geologie und Straßenbau 138

II. Wann soll die geologische Beratung am zweckmäßigsten einsetzen? 140

III. Die Einzelaufgaben der geologischen Beratung beim Straßenbau . . 141

1. Untersuchung der im Zuge der Trasse herrschenden geologischen Verhältnisse. Feststellung der vorhandenen Gesteins- und Bodenarten, allgemeine Beurteilung ihrer für den Straßenbau wichtigen Eigenschaften und karten- und profilmäßige Darstellung der Ergebnisse 141

2. Ansetzen und Untersuchung von Bohrungen und Schürfen 146

3. Aufsuchen günstig gelegener Vorkommen geeigneter Baustoffe und Beurteilung ihrer Lagerstätten und petrographischen Eigenschaften 149

4. Hinweis auf das Vorkommen unterirdischer Bodenschätze im Zuge der Straße, deren Abbau entweder die Straße gefährdet oder die durch die Anlage der Straße im Abbau beeinträchtigt werden können 150

5. Beurteilung der Grundwasserverhältnisse, Wasserbeschaffungsmöglichkeiten und etwaiger durch den Straßenbau eintretender unerwünschter Änderungen im Wasserhaushalt 150

IV. Für den Straßenbau wichtige Eigenschaften der Gesteine 151

1. Die Frostgefährdung der Straßen 151

2. Die Tragfähigkeit des Baugrundes 155

3. Das Setzen der Dämme 159

4. Die Standfestigkeit von Böschungen 161

Verzeichnis neuerer Literatur 163

I. Geologie beim Straßenbau

Straßenbau ist Ingenieurbau, geologische Gutachten über Straßenbaufragen sollen dem Bauingenieur bei Bewältigung seiner Aufgabe helfen. Terzaghi hat einmal die Anforderungen des Bauingenieurs an ein geologisches Gutachten wie folgt umrissen:

> „Der Ingenieur verlangt vom Geologen Aufklärung über die Anordnung, Mächtigkeit und Art der im Untergrund vorhandenen Gesteins- und Bodenschichten mit der Absicht, aus den Angaben des Geologen auf die bautechnisch wichtigen Eigenschaften des Geländes zu schließen."

Die Forderungen, die mit diesen Worten an ein geologisches Gutachten für Hoch-, Tief- oder Erdbauten gestellt werden, mögen auf den ersten Blick als leicht erfüllbar erscheinen, sind es aber durchaus nicht! Um ihnen gerecht zu werden, ist außer dem selbstverständlichen geologischen Wissen vor allen Dingen eine große Erfahrung, ferner eine gute Kenntnis der bautechnisch wichtigen Eigenschaften der verschiedenen Gesteins- und Bodenarten, die Bekanntschaft mit den einfachsten Ingenieurbauweisen und dazu noch eine gute Einfühlungsgabe in die oft ziemlich anders geartete Denk- und Anschauungsweise des Ingenieurs nötig. Daß ein Gutachten durch knappe Form und klaren und logischen Aufbau für den Ingenieur an Wert gewinnt, ist selbstverständlich, wird aber nicht immer genügend berücksichtigt.

Ich möchte als allgemeine Leitsätze für geologisch-bautechnische Gutachten folgende Gedanken gelten lassen:

Das Gutachten wird vom Geologen gegeben, er soll also alles das bringen, womit er als Geologe dem Bauingenieur nützen kann — aber nicht mehr, denn er ist kein Bauingenieur.

Das Gutachten wird für den Bauingenieur gegeben; es muß also für diesen auch bei geringen geologischen Kenntnissen verständlich sein, denn er ist kein Geologe.

Was ich unter dieser allgemeinen Formulierung verstehe, will ich vorerst kurz erläutern. Nehmen wir den Fall, daß eine hochwertige Straße, z. B. eine Autobahn, durch ein bestimmtes Gebiet geplant und nur erst vorläufig in der Trasse festgelegt ist. Zu einem geologischen Gutachten gehört dann unter anderm ein kurzer allgemeiner Überblick über die Geologie des Gebietes, soweit sie für den Straßenbau wichtig ist oder wichtig werden kann; ferner sind die einzelnen Gesteinsarten nach ihrer Verbreitung, Lagerung und petrographischen Ausbildung zu besprechen und karten- und profilmäßig darzustellen, schließlich sind die Folgerungen für ihre allgemeine bautechnische Beurteilung zu ziehen. Die Behandlung der einzelnen Gesteinsarten soll aber nicht nach ihrer stratigraphischen, sondern nach ihrer bautechnischen Stellung geschehen. Es überschreitet nun meines Erachtens die Zuständigkeit des Geologen durchaus, weiterhin Vorschläge für besondere bautechnische Verfahren zu machen, also etwa anzugeben, daß für ein bestimmtes Bauwerk eine Pfahlgründung nötig sei — falls der Geologe nicht zugleich Bauingenieur ist. Geht die Autobahn über große Moorgebiete, so soll man nicht sagen, daß das Moor ausgekoffert werden muß, denn es gibt schließlich auch noch andere Möglichkeiten, die Straße über das Moor zu strecken. Dagegen gehört zur Aufgabe des Geologen die Feststellung und karten- oder profilmäßige Darstellung der Moorverbreitung, -beschaffenheit und -mächtigkeit, ebenso ein Hinweis auf mögliche günstigere Überquerungslinien.

Beim Straßenbau hat man früher die Hilfe der Geologie außer bei der Errichtung von Bauwerken nur selten in Anspruch genommen, und auch dann nur ausnahmsweise vorbeugend, sondern fast stets erst, wenn Schäden eingetreten waren. Bei den zahlreichen Straßenbauten der letzten beiden Jahre dagegen, besonders beim Bau der Reichsautobahnen und den durch das Arbeitsbeschaffungsprogramm der Regierung veranlaßten Straßenbauten, ist hierin ein Wandel eingetreten. Man stellt heute an Beschaffenheit und Leistungsfähigkeit einer Straße viel höhere Anforderungen und muß daher auch viel eingehendere Voruntersuchungen geologischer und bodenphysikalischer Art ausführen. Daher hat auch erst jetzt die Geologie zum ersten Male Gelegenheit, systematisch bei der Neuschaffung eines ganzen Straßennetzes helfend mitzuwirken.

Die Bedeutung, die man dieser Mitarbeit zumißt, geht aus einem Erlaß des Herrn Generalinspektors für das deutsche Straßenwesen (Nr. 34/35 vom 5. April 1935) an sämtliche Länder und preußischen Provinzen über die geologische Beratung beim Straßenbau hervor, in dem es heißt: „Bei jedem großen Straßenneubau sind die geologischen Landesanstalten (künftig in der geologischen Reichsanstalt in Berlin zusammengefaßt) als die zuständigen staatlichen Stellen gutachtlich zu hören.... Die Erfahrungen der letzten Zeit, besonders beim Bau der Reichsautobahnen, haben gezeigt, daß eine geologische Beratung möglichst frühzeitig, also schon bei der Projektbearbeitung und beim Abstecken der Trasse im Gelände stattfinden soll." Ebenso haben die Obersten Bauleitungen für den Bau der einzelnen Strecken der Reichsautobahnen die geologischen Landesanstalten zugezogen und auch schon bald eigene Geologen zur ständigen Beratung angestellt.

Als Referent für Straßen- und Erdbau bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt habe ich hinreichend Gelegenheit gehabt, mich mit praktischen Arbeiten für den Straßenbau, besonders den Bau der Reichsautobahnen zu befassen und Erfahrungen über die geeignetsten Arbeitsweisen in diesem Zweige der praktischen Geologie zu sammeln, der gegen früher in den letzten beiden Jahren an Bedeutung sehr stark gewonnen hat und sich heute schon zu einer selbständigen Sonderaufgabe im Tätigkeitsbereich des praktischen Geologen zu entwickeln beginnt. Die folgenden Ausführungen beruhen auf diesen eigenen Erfahrungen und auch auf Mitteilungen und Anregungen meiner bei der Beratung für die Autobahnen tätigen Kollegen, Prof. Burre, Dr. Beyenburg, Dr. von Gaertner, Dr. Heck, Dr. Kühne, Dr. Michels und Dr. Scharf, denen auch hier den gebührenden Dank auszusprechen ich verpflichtet bin.

Ich beschränke mich auf diejenigen Aufgaben der geologischen Beratung beim Straßenbau, die den Untergrund der Straße betreffen. Auf die Mitwirkung des Geologen beim Aufsuchen und bei der Untersuchung der für die Straßendecke verwendbaren Gesteine gehe ich dagegen nur kurz ein. In erster Linie ist an die geologische Beratung beim Neubau von Straßen, im besonderen an die Aufgaben beim Bau der Reichsautobahnen gedacht. Vieles von dem, was über die Beratung beim Straßenbau gesagt wird, gilt natürlich auch für eine solche beim Bahn- und Staudammbau und bei anderen Erd- und Tiefbauten.

Meine Ausführungen wenden sich einmal an den praktischen Geologen. Dieser muß aber auch die bautechnisch-wichtigen Eigenschaften der Gesteine und Böden (der Bauingenieur spricht auch da von Böden, wo es sich geologisch um Gesteine handelt) mindestens in ihren Grundzügen kennen. Daher

werde ich auch auf die Ergebnisse der neueren Baugrundforschung kurz eingehen und besonders auf die sich daraus für den praktischen Geologen ergebenden Folgerungen hinweisen.

Viele Fragen beim Straßenbau, die sich mit der besonderen bautechnischen Bewertung von Boden- und Gesteinsarten befassen, kann der Geologe allein nicht beantworten, sie fallen in den Aufgabenbereich der in den letzten Jahren auch bei uns in Deutschland stark gepflegten Bodenphysik und Bodenmechanik, die hier mit ihren besonderen Untersuchungsverfahren einsetzen muß. Auch deren Arbeitsweise und Anwendungsmöglichkeit muß der Geologe bei seinen Beratungen für den Straßenbau wie für Baugrundfragen überhaupt kennen. Über diese Fragen berichtet Köhler in seiner Arbeit im gleichen Bande dieses Jahrbuches.

Andererseits sollen die folgenden Ausführungen aber auch dem Straßenbauer, sowohl dem planenden wie dem bauenden, zeigen, wie sehr eine geologische Beratung von Vorteil sein kann, wo ihre Möglichkeiten und ihre Grenzen liegen und wann und wie sie am besten zu erfolgen hat.

II. Wann soll die geologische Beratung am zweckmäßigsten einsetzen?

Aus der Aufzählung ihrer Aufgaben geht mit aller Deutlichkeit hervor, daß sie sich am erfolgreichsten auswirken wird, wenn sie schon in einem Zeitpunkt der Planung einsetzt und dann besonders bei der Trassierung im Gelände voll zur Auswirkung kommt.

Gerade hierin ist auch noch in den letzten Jahren viel versäumt worden. Jedoch ist zu hoffen, daß auf Grund des oben erwähnten Erlasses des Herrn Generalinspektors für das deutsche Straßenwesen in Zukunft die Mitarbeit des Geologen in allen wichtigen Fällen schon rechtzeitig in Anspruch genommen wird. Es sind natürlich bei der Planung einer Straße außer dem Baugrund und Baustoff eine ganze Reihe anderer Gesichtspunkte zu berücksichtigen und gegeneinander abzuwägen, wie Siedlungs- und Verkehrsdichte, Einpassung der Straße in die Landschaft usw., jedoch läßt sich, wie manche Beispiele der letzten Jahre gelehrt haben, sehr viel Zeit, Arbeit und auch Geld sparen, wenn die geologischen Verhältnisse in dem zu durchquerenden Gebiet rechtzeitig genügend in Rechnung gestellt werden.

Für den großen Vorteil einer frühzeitigen geologischen Beratung lassen sich viele Beispiele anführen, sie ergeben sich von selbst bei der Besprechung der einzelnen Punkte der Aufgaben und Möglichkeiten der Beratung.

Auf zwei Beispiele sei hier nur hingewiesen, eines aus dem Bereich des Straßenbaues, das andere aus dem des Bahnbaues, bei dem die Verhältnisse bezüglich einer geologischen Beratung ja ganz ähnlich liegen. Fischer bebespricht an Hand vieler Einzelfälle die den geologischen Verhältnissen nach mehr oder weniger geeigneten Trassen württembergischer Bahnen und führt auch Kostenberechnungen für Bau und Betrieb durch. Bei einer eingehenden Untersuchung verschiedener Trassen für die Bahnlinie Spaichingen—Reichenbach berechnet er den Einfluß verschiedener geologischer Verhältnisse auf die aufzuwendenden Baukosten und findet zwischen dem günstigsten und ungünstigsten Untergrund ein Verhältnis wie 1,0 zu 1,6. Zwei von Seiten der Geologen vorgeschlagene Trassenverlegungen beim Bau einer Reichsautobahn im Moorgebiet ersparten 40 000 bzw. 20 000 RM. bei einem Aufwand von 1% bzw. 0,2% für die Untersuchungen.

III. Die Einzelaufgaben der geologischen Beratung beim Straßenbau

1. Untersuchung der im Zuge der Straße herrschenden geologischen Verhältnisse, Feststellung der vorhandenen Gesteins- und Bodenarten, allgemeine Beurteilung ihrer für den Straßenbau wichtigen Eigenschaften und karten- und profilmäßige Darstellung der Ergebnisse

Diese Aufgabe umfaßt den Hauptteil der Tätigkeit des praktischen Geologen beim Straßenbau. Es ist nun nicht meine Absicht, im einzelnen aufzuzählen, was alles hierbei zu beachten ist. Ich kann nur zusammenfassend auf die wichtigsten Punkte hinweisen, die zu erkunden sind und Vorschläge für solche Möglichkeiten der Darstellung auf Karten, Profilen und im begleitenden Text machen, die sich als besonders geeignet und verständlich für den Straßenbauingenieur gezeigt haben.

Der Geologe muß sein Augenmerk auf alle die geologischen Erscheinungen und Tatsachen richten, die für Bau und Bestand der Straße von Wichtigkeit sind. Für den Straßenbauer sind nun vor allen Dingen die unmittelbar in der Trasse auftretenden Bodenarten und deren bautechnische Eigenschaften wichtig.

Ihre Erkundung und Darstellung ist eine geologische Kartierungsaufgabe und hat nach den hierfür geltenden Regeln zu erfolgen, allerdings mit dem Unterschied, daß die geologischen, petrographischen und tektonischen Verhältnisse den Bedürfnissen des Straßenbaues entsprechend zu beurteilen und darzustellen und Karten und Profile so anzulegen sind, daß der Ingenieur in ihnen die ihn angehenden Fragen soweit wie möglich beantwortet findet, ohne daß die Lesbarkeit durch für ihn unnötige und unverständliche Eintragungen erschwert wird.

Gerade auf die Darstellung der Untersuchungsergebnisse in Karten und Profilen sollte man den größten Wert legen, sie kann sehr viel erläuternde Worte sparen.

Ein Grund, warum der Straßenbauingenieur noch zu wenig die geologischen Verhältnisse schon bei der Planung berücksichtigt, scheint mir der zu sein, daß er die vorhandenen geologischen Karten nicht genügend für seine besonderen Zwecke auswerten kann. Unsere Karten sind ja fast alle in erster Linie wissenschaftlich-geologische Karten. Sie bieten aber bei entsprechend großem Maßstab in sehr weitgehendem Maße Unterlagen für eine Auswertung und Umdeutung für die Zwecke des Straßenbauers. Nur setzt diese Umdeutung ein gewisses Maß an geologischen Kenntnissen und ein Vertrautsein mit der Methode der geologischen Kartendarstellung sowie eine schon etwas nähere Kenntnis der geologischen Verhältnisse der betreffenden Gegend voraus, wie sie dem Straßenbauingenieur heute nur selten zur Verfügung stehen und auch wohl in Zukunft nur ausnahmsweise stehen werden.

Hier hat die Beratung des Geologen einzusetzen. Er soll vorhandene geologische Karten für die Zwecke des Straßenbaues umdeuten oder neue straßenbau-geologische Karten schaffen.

Für die meisten Fälle genügt zur Darstellung der geologischen Verhältnisse im Zuge einer Straße eine Karte im Maßstab 1:25000; nur da, wo die einzelnen Gesteinsschichten in ihrer Neben- und ihrer Übereinander-

lagerung sehr schnell wechseln, kann ein größerer Maßstab nötig sein, wie z. B. in einer kuppigen Grundmoränenlandschaft mit ihren vielen kleinen Mooren oder auch wohl im Hochgebirge.

Liegt die Trasse schon einigermaßen fest, so genügt meist die Aufnahme eines Streifens von im allgemeinen 200—500 m Breite beiderseits der Trasse. Natürlich ist auch das weiter abseits liegende Gelände zu begehen, sowohl zur Ergänzung des geologischen Gesamtbildes, als auch zur Aufsuchung von Baustoffen (Kies, Sand, Steine) und vor allen Dingen zur Feststellung, ob abseits der geplanten Linie günstigere Bodenverhältnisse vorliegen. Auf diese hinzuweisen, ist mit eine der wichtigsten Aufgaben der geologischen Beratung. In ständiger Fühlungnahme mit der Bauleitung sind gegebenenfalls mehrere Trassen zu untersuchen. Dies ist bei der Beratung sowohl der Gesellschaft zur Vorbereitung der Reichsautobahnen, welche die Vorentwürfe anfertigt, als auch bei der der einzelnen Bauleitungen vielfach geschehen. Für die Strecke München—Landesgrenze wurden nach Angabe des Oberbaurats Doll von der Obersten Bauleitung in München stellenweise mehr als zehn verschiedene Trassen untersucht. Ebenso war es bisher eine der wichtigsten Aufgaben der beim Bau der Autobahnen tätigen Geologen Vorschläge für Umgehungsstraßen um Moore oder sonstige ungünstige Gebiete zu machen.

Seltener wird wohl an den Geologen die Aufgabe herantreten, ganze Gebiete flächenmäßig für die Eignung zum Straßenbau aufzunehmen. Ich kann mir aber denken, daß Landesplanungs- oder Siedlungsstellen eine Karte (in entsprechend kleinerem Maßstab) mit Ausscheidung der Gebiete einfacher und schwieriger Straßenbauverhältnisse für bestimmte Fragen mit Vorteil verwenden können.

Die geologische Kartierung erfolgt da, wo Bohrungen nötig sind, vorerst mit den üblichen Handbohrgeräten von 1, 2 oder 3 m Länge. Weiche Schichten, wie Torf oder Schlick, müssen mit dem zusammensetzbaren Handgerät (Peilstange, Kammerbohrer, schwedischer Moorbohrer oder holländischer Kleibohrer) bis auf den tragfähigen Untergrund durchbohrt werden. Auf diese Weise kann der Geologe mit nur ein oder zwei Arbeitern in ganz kurzer Zeit auch größere Gebiete erkunden und die einzelnen möglichen Linienführungen miteinander vergleichen.

Tiefere Bohrungen wird der Geologe bei seiner ersten Begutachtung der Trasse meist nicht ausführen lassen können. Dagegen hat er in seiner Karte die Stellen zu bezeichnen, an denen er solche Bohrungen für nötig hält. Auch muß er die im Schrifttum, in den Archiven der geologischen Landesanstalten und an sonstigen Stellen vorhandenen Bohrungen erkunden und ihre Lagepunkte in seine Karte eintragen. Am besten ist es, eine besondere Bohrkarte anzufertigen.

Was ist nun auf solchen Streifenkarten, wie ich sie nennen möchte, darzustellen? Einmal sind die einzelnen Schichten rein petrographisch auszuscheiden, also als Granit, Sandstein, Tonschiefer, Ton, Lehm, Sand, Torf usw. Eine stratigraphische oder genetische Gliederung empfiehlt sich nur in besonderen Fällen. Auch im Text soll man derartige Angaben nur bringen, falls sie zur kurzen Bezeichnung eines bestimmten Gesteins dienen oder mit ihnen die Vorstellung gewisser bautechnischer Eigenschaften verknüpft ist. Da oft die Entstehungsart eines Gesteins von großem Einfluß auf seine

Körnung, Lagerungsdichte, Klüftung u. a. mehr ist, kann eine kurze Beschreibung derselben auch für seine bautechnische Beurteilung wichtig sein. Mit manchen geologischen Bezeichnungen sind auch bei dem Bauingenieur bestimmte Vorstellungen von ihrer Eignung als Baugrund oder Baustoff verknüpft (z. B. Muschelkalk, Knollenmergel, Löß usw.), so daß man sie mit Vorteil verwenden kann.

Wenn die rein geologischen Verhältnisse auch nicht auf den straßenbaugeologischen Karten darzustellen sind, so müssen sie dennoch vielfach eingehend erkundet werden. Schon oft hat die genetische Erklärung im geologischen Bau bedingter Schwierigkeiten auch ihre Lösung ergeben.

Weiterhin muß man aber auch die Schichten nach ihrer Eignung für den Straßenbau zusammenfassen. Die Eigenschaften, auf die es beim Straßenbau immer wieder ankommt, sind die Tragfähigkeit bzw. Zusammendrückbarkeit unter Lasten, die Standfestigkeit in Einschnitten und Dämmen, die Durchlässigkeit und Kapillarität, die Frostgefährdung, die Lösbarkeit (= Gewinnbarkeit) und die Schüttfähigkeit. Auf diese Eigenschaften hin muß der Geologe die Bodenarten beurteilen. Er kann dies nur allgemein; eine spezielle und zahlenmäßige Beurteilung wird auch vorerst nur in Einzelfällen nötig sein. Sie hat durch bodenphysikalische Untersuchungen zu erfolgen (vgl. S. 151). Ferner gehören selbstverständlich Angaben über Streichen und Fallen, Schieferung, Klüftung, Verwerfungen auch auf straßenbaugeologische Karten.

Wie weit man mit der Untergliederung der einzelnen Gesteinsarten zu gehen hat, muß die Rücksicht auf eine gute Lesbarkeit entscheiden. Vorteilhaft ist es stets möglichst krasse und gut zu unterscheidende Farben zu wählen und in der Legende auf die technischen Eigenschaften genügend hinzuweisen. Auch ist es oft ratsam für bestimmte Eigenschaften Sonderkarten beizugeben, wie z. B. Tiefenkarten eines Moores oder Mächtigkeitskarten einer Decke von Verwitterungsschutt, oft auch besondere Grundwasserkarten. In der Verwendung von Signaturen soll man sparsam sein.

Die sehr wichtige Übereinanderlagerung von mehreren Schichten mit verschiedenen Eigenschaften läßt sich kaum in leicht lesbarer Form kartenmäßig darstellen, zumal wenn man noch die Mächtigkeit der einzelnen Schichten mit angeben will.

Diese Übereinanderlagerung wird am besten durch Profile veranschaulicht, welche der Karte als Ergänzung beigegeben werden können oder vielfach auch beigegeben werden müssen. Jedoch ist es oft empfehlenswert, mit der Zeichnung der Profile zu warten, bis wenigstens eine Anzahl von tieferen Bohrungen ausgeführt sind. Zur Darstellung der Untergrundverhältnisse unter Bauwerken sind solche Profile unbedingt erforderlich.

Für sehr wichtig halte ich es in den Profilen zwischen den tatsächlichen Beobachtungen und zwischen den Vermutungen und Konstruktionen scharf zu trennen. Endweder verbindet man die Schichtgrenzen der einzelnen Bohrungen gar nicht miteinander, gibt also sogenannte Säulenprofile, oder man legt die Schichten zwischen den Bohrungen mit blasseren Farben an. Besonders in alluvialen und diluvialen Schichten sind durchgezeichnete Profile nur bei sehr enger Lage der Bohrungen vertretbar. Auf diesen Punkt möchte ich auf Grund vieler Erfahrungen ganz besonders hinweisen. Dem Bauingenieur ist der in solchen Bildungen häufige schnelle Wechsel in der Ausbildungsweise

oder das schnelle Auskeilen und Wiederauftreten von Torfeinlagerungen in Flußauen nicht so geläufig. Er glaubt daher, daß die im Profil angegebene Schichtenfolge zwischen zwei Bohrungen, die ja naturgemäß vom Geologen nur mit mehr oder weniger großer Wahrscheinlichkeit angegeben werden kann, ganz den natürlichen Verhältnissen entspricht. Hebt er dann an solchen Stellen Baugruben aus und findet Abweichungen vom Profil, entstehen leicht Schwierigkeiten oder Mißhelligkeiten.

Wie solche Streifenkarten, wie ich sie einmal nennen möchte, etwa auszusehen haben, zeigen die Beispiele auf Taf. 9—10. Taf. 10 gibt einen Ausschnitt aus einer straßenbaugeologischen Karte der Trasse der geplanten Reichsautobahn von Bremen nach Münster im Bereiche des Meßtischblattes Hemelingen, also aus dem Flachlande, Taf. 9 eine Karte derselben Trasse aus der Gegend von Osnabrück (Blatt Hasbergen). Beiden Karten liegen keine besonderen Geländeaufnahmen zugrunde, ich habe sie nach den vorhandenen geologischen Spezialkarten auf Grund meiner Erfahrungen über das bautechnische Verhalten der in jenen Gegenden auftretenden Bodenarten entworfen. Durch den Vergleich mit den betreffenden geologischen Karten ergibt sich, wie die einzelnen Schichten nach ihren für den Straßenbau wichtigen Eigenschaften dargestellt und auch zusammengefaßt wurden, so daß der Straßenbauer im Gegensatz zu der oft verwirrenden Fülle der Farben und Signaturen auf den geologischen Karten ein einfaches und übersichtliches Bild bekommt.

In dem Begleittext zur Karte sollen die einzelnen petrographischen Eigenschaften eines Gesteins möglichst eingehend beschrieben werden. Dies ist ja die eigentliche Aufgabe des Geologen. Allerdings gehört schon eine ziemlich eingehende Kenntnis der bautechnischen Eigenschaften der einzelnen Bodenarten und eine gute Erfahrung dazu, um entscheiden zu können, welche petrographischen Eigenschaften für den Straßenbau wichtig sind. Man soll daher so eingehend wie möglich untersuchen. Bei den schnellen Fortschritten, welche der Straßenbau heute macht, wird man oft nach Dingen gefragt, die man noch vor einigen Monaten bei der ersten Untersuchung für unwichtig hielt. Hierfür als Beispiel aus der allerletzten Zeit folgende Anfrage: Wo findet man für die Betondecken der Straßen genügend Sand unter 0,2 mm Korndurchmesser von länglicher Kornform; solcher Sand soll zu etwa 16% dem Beton beigemengt nach den neuesten Anschauungen diesen sehr verbessern.

Neben der petrographischen Beschaffenheit und den bautechnischen Eigenschaften der im Zuge einer Straße vorhandenen Gesteins- und Bodenarten sind aber noch viele andere geologische Erscheinungen für Bau und Bestand einer Straße von Wichtigkeit und daher bei einer Beratung mit in erster Linie zu berücksichtigen. Man könnte sie unter dem Begriff geologische Umwelt der Straße zusammenfassen. Diese richtig in ihrer Bedeutung für die Straße zu erkennen, ist von großer Wichtigkeit und wohl die eigentlichste Aufgabe des beratenden Geologen. Besonders wenn er schon bei der Planung zur Mitarbeit zugezogen wird, kann er durch seine Beurteilung der allgemeinen geologischen Verhältnisse entscheidend bei der Linienführung mitwirken. Man denke nur, um einige Beispiele zu bringen, an die so ganz verschiedene Eignung der einzelnen geologischen Zonen Schleswig-Holsteins für den Straßenbau: das kuppige Grundmoränengebiet im Osten mit seinen vielen kleinen Mooren und dem schweren, frostgefährdeten, oft wenig standfesten und schlecht schüttfähigen Lehmboden — die ziemlich ebene Sanderzone in der Mitte mit

trockenem, guten Untergrund und Schüttboden — die alten Urstromrinnen mit ihren großen Mooren — das schwere, tiefliegende Marschgebiet im Westen.

Ganz naturgemäß hat ja jedes Gebiet von bestimmtem geologischen Aufbau seine besondere, ihm eigentümliche Eignung für den Straßenbau. Kuppige Moränengebiete mit ihren vielen Mooren erschweren oder verteuern eine gestreckte Linienführung, bei Eisenbahnen auch noch ein ausgeglichenes Längsprofil, da sie für die Anlage hoher Dämme wenig günstig sind. Im Gegensatz dazu weisen Sander- oder Talsandgebiete kaum straßenbautechnische Schwierigkeiten auf. In Muschelkalk- oder Lettenkohlengebieten (z. B. Württembergs) kann man Straßen und Bahnen unbedenklich an Hängen entlangführen (falls keine starke Gehängeschuttdecke vorhanden ist), dagegen ist das Anschneiden oder die Belastung durch Dämme von Hängen z. B. im Ornatenton Nordwestdeutschlands, der Bunten Mergel und Knollenmergel Süddeutschlands wegen ihrer bekannten Rutschneigung unbedingt zu vermeiden. Auch die Eisenbahn im württembergischen Filstal zwischen Plochingen und Reichenbach war unter Nichtberücksichtigung der geologischen Verhältnisse nach Fischer als Hangbahn im Knollenmergel angelegt worden und kam 50 Jahre lang nicht zur Ruhe, bis sie 1895/1896 umgebaut und auf die Talsohle verlegt werden mußte. Im Weserbergland neigen die Schiefertone des Serpulits und Ornatentons an Hängen stark zu Rutschungen, trotzdem baut man in ihnen wegen der leichten Anlage vielfach die Holzabfuhrwege, die dann auch häufig durch Rutschungen unbrauchbar werden. Die geologischen Spezialkarten zeigen die Verbreitung dieser Schichten und lassen so die beim Straßenbau zu meidenden oder nur kurz und möglichst mit dem Hang zu kreuzenden Gebiete erkennen. Das bekannte Auftreten von Schollen von fettem Septarienton im Diluvium der Odertalhänge bei Stettin wird bei der Anlage einer Straße zu besonderer Vorsicht mahnen.

Mit Leichtigkeit ließen sich noch viele Beispiele für die Eignung einzelner geologischer Schichten für den Straßenbau anführen. Es ist die Aufgabe des Geologen, auf das Auftreten, die Verbreitung und die Umgehungsmöglichkeiten solcher Schichten hinzuweisen.

Eine erschöpfende Übersicht über das, was ich oben als geologische Umwelt der Straße bezeichnet habe, läßt sich nicht geben, nur auf einige Punkte sei noch hingewiesen.

So kann die Standfestigkeit von Böschungen durch die Lage der Schicht- und Schieferungsflächen beeinflußt werden. Hat man bei der Trassierung einer Straße an einem Talhang die Möglichkeit zwischen beiden Talseiten zu wählen, so wird man bei geneigten Schichten die Straße so legen, daß in Anschnitten die Schicht- und Schieferungsflächen in den Berg hinein einfallen.

Auch Verwerfungen können beim Straßenbau von Bedeutung sein. In den meisten Fällen kann man eine Straße unbedenklich über Verwerfungen hinweglegen, unter bestimmten Verhältnissen jedoch ist Vorsicht geboten. So sei an die an Verwerfungen gebundene Wasserführung und an die Auflockerungszonen in ihrer Nachbarschaft erinnert, die beide die Standfestigkeit von Böschungen oder Anschnitten beeinträchtigen. Es sei ferner darauf hingewiesen, daß an manchen Verwerfungen auch heute noch Bewegungen vor sich gehen, so z. B. am Abbruch des Bergischen Landes zur Niederrheinischen Bucht. Wenn hier auch die Verschiebungsbeträge nur wenige Millimeter

jährlich betragen, wird man beim Autobahnbau über die Verwerfung nicht gerade ein großes Bauwerk, etwa eine Abzweigung legen. In Einschnitten können die Verwerfungsflächen leicht als Gleitflächen wirken. Daß eine Verwerfungsspalte als Abbruchsfläche bei Bergrutschen eine große Rolle spielen kann, berichtet Schnarrenberger (1931, S. 320) von der Rheintalspalte südlich von Badenweiler. Auf einen eigenartigen Einfluß tektonischer Verhältnisse beim Bahnbau im württembergischen Albvorland weist Fischer hin. Hier verläuft in jedem Tal eine Verwerfung, von der die Schichten oft in Winkeln bis zu 50° nach außen abfallen. Die Durchlässe der Bahndämme liegen über der Spalte, ihre Widerlager waren daher in abschüssigen Schichten zu gründen und gaben nach.

Es ist Pflicht des Geologen, auf den Einfluß von Verwerfungen und tektonischen Verhältnissen überhaupt auf den Bau und Bestand einer Straße rechtzeitig hinzuweisen.

Ferner sei an den Einfluß der Schuttkegel und Gehängeschuttdecken erinnert. Wie oft rutscht eine Straße ab, die halb auf anstehendem Fels, halb auf Gehängeschutt und Anschüttung liegt. „Der Anteil, den künstliche Aufschüttungen an Bodenbewegungen haben, ist so augenfällig und so allgemein, daß man sich nur wundern muß, wie dieselben Fehler immer wieder begangen werden" (Schnarrenberger, 1931, S. 52). Ein bekanntes Beispiel für die Gefahr, die mit der Aufschüttung von Erdmassen auf Gehängeschutt verbunden ist, bildet der Bahnhof Elm mit seinen starken Bewegungen (ebenda, S. 318). Leider sind die Gehängeschuttmassen auf manchen geologischen Spezialkarten recht stiefmütterlich behandelt oder überhaupt nicht dargestellt.

Ebenso schädlich wirken sich Gehängemoore, und zwar auch schon ganz kleine aus. Auch diese sind z. T. auf den geologischen Spezialkarten wegen ihrer Kleinheit nicht ausgeschieden; wenn solche bei der Trassenuntersuchung übersehen werden, können sie Kosten verursachen, die an 100 000 RM. heranreichen, aber durch geringe Trassenverlegungen leicht hätten vermieden werden können. Ebenso ist auf das Auftreten von Quellhorizonten, von Erdfällen, von Muren- und Steinschlaggebieten u. a. m. zu achten.

Diese wenigen Beispiele sollen zeigen, was zur geologischen Umwelt einer Straße zu rechnen ist. Die rechtzeitige Erkenntnis derselben ist eigentlichste Aufgabe des Geologen.

2. Ansetzen und Untersuchung von Bohrungen und Schürfen

Beim Straßenbau sind Bohrungen einmal überall da nötig, wo Bauwerke errichtet werden sollen, ferner aber auch unter der Straße selbst zur Feststellung der Tragfähigkeit und Standfestigkeit des Untergrundes und der Lage des Grundwasserspiegels (dieses besonders, wenn die Gefahr von Frosthebungen besteht). In seinem Rundschreiben Nr. 112 vom 12. Juli 1934 an die Oberpräsidenten und Ministerien der Länder schreibt der Herr Generalinspektor für das deutsche Straßenwesen: „Wenn nicht ganz eindeutige Untergrundverhältnisse vorliegen, muß vor Aufbringen jeder neuzeitlichen Decke und bei jedem Straßenneubau ein bodengeologisches Längenprofil hergestellt werden." Für ein solches Profil sind Bohrungen nötig. Wenn hier bei dem sonst wenig üblichen Begriff „bodengeologisch" auch hauptsächlich an bodenphysikalische Untersuchungen gedacht ist, so wird doch gerade bei der Ent-

scheidung, wo und wie tief zu bohren ist, die Mitarbeit des Geologen, der sich schnell ein allgemeines Bild vom Aufbau eines Gebietes machen kann, sehr wertvoll sein.

Alle Bohrungen sollten nur im engen Einvernehmen von Bauleiter, Bodenphysiker und Geologen angesetzt werden! Aber gerade gegen diese Forderung wird auch heute noch sehr häufig verstoßen, wofür ich viele Beispiele anführen könnte. Der Rat des Geologen wird besonders dann nicht zu entbehren sein, wenn entschieden werden muß, wo und in welchem Umfange erste Erkundungsbohrungen nötig sind.

Der Abstand der Bohrungen richtet sich nach den geologischen Verhältnissen, er muß so sein, daß alle etwa zu erwartenden Gesteinsarten sicher erfaßt werden. Bei Bauwerken muß natürlich enger gebohrt werden. bei Überführungen z. B. setzt man erst einmal je zwei Bohrungen auf jede Straßenseite. Hier ist eine enge Fühlungnahme zwischen dem Geologen, Bauleiter und Bodenphysiker besonders angebracht.

Es muß unbedingt davor gewarnt werden, bei den Vorarbeiten für eine neue Straße rein schematisch etwa alle 50 oder 100 m bis zu einer bestimmten Tiefe zu bohren oder gar die Auswahl der Bohrstellen der Bohrfirma zu überlassen. Sonst kann es vorkommen, daß in einem ganz gleichmäßigen Talsandgebiet auf fast 10 km sehr eng gebohrt wird, wo es durchaus nicht nötig ist, während in einer benachbarten stark kuppigen Grundmoränenlandschaft die kleinen, aber sehr gefährlichen vermoorten Senken leicht überbohrt werden können.

Stellen, die beim Straßenbau besonders vorsichtig abgebohrt werden müssen, sind z. B. die Alluvionen der Täler. Hier ist besonders auf die Talränder zu achten, an denen von den Hängen herab oft Sand oder Lehm über eine moorige Talausfüllung herabgeschlämmt ist. Der nicht oder schlecht tragfähige Talboden ist dann breiter, als es nach den Schichten an der Oberfläche oder der Vegetation aussieht. Auch die älteren geologischen Spezialkarten sind hier z. T. nicht ausreichend. Auf diese Verhältnisse soll man besonders deshalb achten, weil an den Talrändern Pfeiler oder Widerlager ihren Platz finden. Große Vorsicht ist beim Bohren ferner in Gebieten mit mächtigen Gehängeschuttdecken oder in Terrassenkiesen geboten, in denen einzelne Blöcke leicht anstehenden Fels vortäuschen.

Allgemein gültige Regeln für die Bohrtiefe lassen sich nicht geben. Diese hängt von der Art des Bauwerkes und von den örtlichen geologischen Verhältnissen ab. Vom Standpunkt des Geologen aus muß so tief gebohrt oder geschürft werden, daß die Ausbildung und Lagerung der Schichten, soweit sie auf den Bestand der Straße von Einfluß sein können, klar zu erkennen sind. Nicht oder schlecht tragfähige Schichten wie Schlick, Torf, Faulschwamm, Wiesenkalk und Gehängeschutt müssen bis auf den tragfähigen Untergrund durchbohrt werden; der Sicherheit halber wird man sogar noch einige Meter tiefer in diesen hinein bohren. In Einschnitten bohrt man noch bis 1 m unter das Planum. Ob außer Achsbohrungen auch noch seitliche Bohrungen nötig sind, muß oft besonders entschieden werden. Bei niedrigen Dämmen genügen bei gutem Untergrund (außer bei den oben genannten weichen Gesteinsarten) wohl 2—3 m tiefe Bohrungen, bei höheren bohrt man etwa so tief wie die Dammsohle breit ist. Zur Erkennung einer möglichen Frostgefahr soll man bis in frostfreie Tiefe (1,5 m unter die Straßendecke) bohren.

Für Bauwerke muß man besonders sorgfältig und tief bohren. Genaue Regeln lassen sich nicht aufstellen. Der Geologe kann auf die Möglichkeit des Auftretens ungünstiger Schichten in größerer Tiefe hinweisen; bei hohen Belastungen kann je nach der Gründungsart auch ein ziemlich tief liegender plastischer Ton noch zu unliebsamen Überraschungen führen. Andererseits soll der Geologe aber auch vor unnütz tiefem Bohren warnen; es kommt auch heute noch vor, daß man zehn und mehr Meter tief in mesozoisches Gestein hineinbohrt in der Befürchtung, es könnte noch einmal Torf auftreten.

Um die Bohrungen sachgemäß auswerten zu können, muß der Geologe unbedingt verlangen, daß er die Bohrproben in frischem Zustand sieht, also entweder unmittelbar nach der Entnahme oder luftdicht verschlossen aufbewahrt. Mit den vollkommen verhärteten Proben, wie man sie auch heute noch meist bekommt, ist gerade für eine bautechnische Beurteilung nichts anzufangen. Mit sehr großer Vorsicht sind vielfach die Angaben der Bohrmeister zu bewerten, besonders bei bindigen Böden. Wie oft wird ein feuchter toniger Feinsand als Ton bezeichnet.

Es sei hier noch auf zwei Normenblätter hingewiesen, welche sich mit der Auswertung von Bohrungen und Schürfen befassen, nämlich auf DIN Vornorm 4021: Grundsätze für die Entnahme von Bodenproben und DIN Vornorm 4022: Einheitliche Benennung der Bodenarten und Aufstellung der Schichtenverzeichnisse (Bohrergebnisse). Beide Vornormen sind aus Merkblättern des Deutschen Ausschusses für Baugrundforschung bei der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen in Berlin hervorgegangen. Die Grundsätze für die Entnahme von Bodenproben (für die bautechnische Bodenuntersuchung) behandeln die Aufschlußmöglichkeiten (Bohren und Schürfen), die Geräte und deren Arbeitsweise und die Behandlung der Proben. Das andere Normenblatt will Einheitlichkeit in der Benennung und in den Schichtenverzeichnissen herbeiführen. Es besteht aus einer Anweisung (Musterblatt) und den Formularen für das Schichtenverzeichnis. Dieses soll den Bohrmeister durch die tabellenmäßige Anordnung zur Einhaltung einer bestimmten Reihenfolge und durch das Vorhandensein einer besonderen Spalte für jede Eigenschaft zur vollständigen Aufzeichnung aller wesentlichen Eigenschaften zwangsweise veranlassen. Die Vordrucke, die nicht nur für Baugrundbohrungen geeignet sind, wurden in den letzten Jahren schon von vielen Behörden und Firmen verwandt und haben sich gut bewährt. Es wäre zu wünschen, daß sie auch in den Kreisen der Geologen mehr gebraucht würden als bisher.

Entnahme von Bodenproben für Laboratoriumsuntersuchungen. Bodenproben für chemische und bodenphysikalische Untersuchungen soll am besten der Untersuchende selbst entnehmen. Jedoch ist dies nicht immer möglich, auch empfiehlt es sich der Kostenersparnis halber bei den Bohrungen zur Erkundung der geologischen Verhältnisse schon genügend Proben von allen zweifelhaften Schichten, also besonders von Schluff, tonigen Feinsanden, Ton, Faulschlamm und Torf auf Vorrat zu entnehmen. Oft wird man die Proben in ungestörter Lagerung entnehmen und für eine zweckentsprechende Aufbewahrung sorgen müssen. Es würde zuweit führen, die dafür üblichen Verfahren hier zu schildern; ich verweise auf DIN 4021: Grundsätze für die Entnahme von Bodenproben und auf die Arbeit von L. Casagrande über die Entnahme von Bodenproben im Straßenbau in der Zeitschrift „Der Straßenbau“ (Jahrgang 1934, H. 6). Auch in den von der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen herausgegebenen „Richtlinien zur Durch-

führung von Bodenuntersuchungen für Entwurfsbearbeiter, Bauleiter und Bauherren werden die für die Entnahme besonders von ungestörten Bodenproben üblichen Verfahren beschrieben.

Auf ein Verfahren, welches zwar nicht ganz ungestörte Proben ergibt, mir jedoch für geologische Untersuchungen sehr geeignet erscheint, möchte ich noch besonders hinweisen. Es ist das Bohren mit dem Bohrpfahl nach Burkhardt. Man kann mit diesem Gerät gleichsam Bohrkerne aus lockeren Schichten ziehen. Es besteht aus zwei ineinander gesteckten, auf einem gemeinsamen Schuh aufsitzenden Rohren. In dem äußeren Pfahlrohr sitzt ein 2—3 m langes ausziehbares Kernrohr, welches sich längs einer Mantellinie öffnen läßt. Das Eintreiben in den Boden geschieht durch eine Explosionsramme. Hierbei dringt Material in das Kernrohr ein und wird in diesem durch Kernfedern festgehalten. Der Stand der Kernoberfläche im Kernrohr wird beobachtet, die Rammschläge werden gezählt. Das Verfahren liefert einmal gute Proben, ferner werden die Ablesungen rechnerisch und graphisch ausgewertet und gestatten eine gewisse bautechnische Beurteilung der durchbohrten Schichten. Über die Bewährung des Verfahrens beim Neckarkanalbau berichtet Kranz, über das Verfahren selbst Burkhardt, Bendel und Wegenstein.

3. Aufsuchen günstig gelegener Vorkommen geeigneter Baustoffe und Beurteilung ihrer Lagerstätten und petrographischen Eigenschaften.

Zu dieser Aufgabe soll hier nicht viel gesagt werden, da sie von anderer Seite aus ausführlich besprochen werden soll. Bei den Baustoffen für den Straßenbau handelt es sich um Schüttmaterial (Sand, Kies usw.), um Betonsand und -kies für Bauwerke und Straßendecke und um Pflaster- und Bausteine. Diese wird man immer noch am einfachsten aus alten bewährten Vorkommen beziehen, bei deren Nachweis und Beurteilung der Geologe mitzuarbeiten hat. Beim Bau der Reichsautobahnen hatten die Geologen bisher sehr viel mit dem Nachweis von Sand- und Kiesvorkommen für Dammschüttungen oder Beton zu tun. Es scheint für große Straßenbauten weniger wichtig zu sein, mit der Straße selbst möglichst viele solcher Vorkommen anzuschneiden (man vermeidet bei modernen Straßen gern tiefere Einschnitte), als einige verkehrsgünstig gelegene große Lager zu finden, die auch ruhig weiter entfernt sein können. Sie müssen aber eine sichere und gleichmäßige Lieferung auf längere Zeit gewährleisten. Bei kleineren Straßenbauten dagegen kann auch der Nachweis wenig ausgedehnter Sand- und Kiesvorkommen in günstiger Nähe von großem Wert sein. Lager von Betonkies oder -sand, die ständig gleichmäßiges Material in größerer Menge liefern können, sind in Flußterrassen, Sandergebieten und einzelnen Urstromtälern am ehesten zu erwarten.

Worauf bei der Untersuchung solcher Vorkommen besonders zu achten ist, mag hier als bekannt vorausgesetzt werden. Zum Ansetzen von Bohrungen für die Massenberechnung wie überhaupt zur Erkundung eines Vorkommens ist der Rat des Geologen nicht zu entbehren. Sonst kann es vorkommen, daß man einige 20 ziemlich tiefe Bohrungen dicht beieinander in einem Grundmoränengebiet abteuft, um Baukies zu finden. Die Beigabe einer Körnungs-

kurve für Sand und Kies ist stets zu empfehlen, überhaupt soll man schon bei den Vorbohrungen für die Trasse bei wahrscheinlichen größeren Lagern deren mögliche spätere Verwendung im Auge haben.

Die Aufgabe des Geologen bei der Beschaffung von Straßenbaurohstoffen wird hauptsächlich in der Beurteilung der Lagerstätte, der Kontrolle derselben beim Abbau, der Entnahme von Proben und ihrer Untersuchung nach petrographischen Gesichtspunkten bestehen, während die spezielle Beurteilung der bautechnischen Eigenschaften den Materialprüfungsämtern obliegt.

4. Hinweis auf das Vorkommen unterirdischer Bodenschätze im Zuge der Straße, deren Abbau entweder die Straße gefährdet oder die durch die Anlage der Straße im Abbau beeinträchtigt werden können.

Diese Aufgabe fällt wieder ganz eigentlich in den Bereich des beratenden Geologen[1]). Er soll angeben, wieweit eine Gefährdung der Straße durch Sand-, Lehm- und Tongruben, Steinbrüche, Braunkohlentagebaue oder durch Bergbau zu erwarten ist. Auch für diese Aufgabe ist seine Mitarbeit schon bei der Planung nötig. Ebenso soll er aber auch z. B. auf noch unverritzte Braunkohlenfelder hinweisen, deren Abbau durch die Anlage einer Autostraße später beeinträchtigt werden könnte. Ferner ist es auch Aufgabe des Geologen, dafür zu sorgen, daß nicht hochwertige Rohstoffe da verwandt werden, wo auch geringwertigere genügen, daß man also nicht etwa Edelsande als Schüttmaterial oder Findlingsquarzite, die heute zufällig noch nicht für die feuerfeste Industrie abgebaut werden, als Packlage verwendet.

5. Beurteilung der Grundwasserverhältnisse, Wasserbeschaffungsmöglichkeiten und etwaiger durch den Straßenbau eintretender unerwünschter Änderungen im Wasserhaushalt.

Derartige Fragen hat der praktische Geologe ja auch in vielen anderen Fällen zu beantworten, bei seiner Beratung für den Straßenbau muß er jedoch einige Punkte ganz besonders berücksichtigen. Das ist einmal die Lage des Grundwasserspiegels. Sie ist für die Beurteilung einer möglichen Frostgefährdung sehr wichtig und spielt auch bei der Anlage von Einschnitten eine entscheidende Rolle. Aufgabe des Geologen ist es, darauf zu achten, daß sie bei den Bohrungen rechtzeitig und einwandfrei festgestellt wird. Der Grundwasserstand ist erst etwa zwölf Stunden nach Unterbrechung bzw. nach Beendigung der Bohrarbeit einzumessen, da vorher keine Gewähr besteht, daß sich der Wasserstand im Bohrloch auf den Grundwasserstand eingestellt hat. Sehr nachteilig kann sich beim Bau das Anschneiden eines gespannten Grundwasserhorizontes auswirken. Das Auftreten von zwei Grundwasserhorizonten übereinander wird beim Bohren manchmal nicht richtig erkannt. Überhaupt hat sich der Geologe ein klares Bild über die Grundwasserverhältnisse in der Umgebung der Straße zu machen und auf Änderungen derselben, die durch den Straßenbau erfolgen und Schäden an anderen Stellen hervorrufen können, rechtzeitig hinzuweisen.

1) Bei der Berücksichtigung bergmännisch zu gewinnender Lagerstätten sind stets die Bergbehörden zuzuziehen.

Ferner spielen die Wasserverhältnisse eine große Rolle bei Böschungsrutschungen. Die Ableitung in die Böschung eintretenden Wassers ist die wichtigste Voraussetzung für die Vermeidung oder Bekämpfung solcher Rutschungen. Da die Wasserführung vom geologischen Bau abhängt, bietet sich hier dem Geologen ein reiches Tätigkeitsfeld.

IV. Für den Straßenbau wichtige Eigenschaften der Gesteine

Wenn der Geologe die von ihm im Gelände festgestellten Gesteins- und Bodenarten nach ihren für den Straßenbau wichtigen Eigenschaften beurteilen und auf der Karte gliedern will, muß er die Anforderungen des Straßenbaues an Baugrund und Baustoff kennen. Bei der Beantwortung solcher Fragen überschreiten wir aber bald die Grenze zwischen dem Aufgabenbereich der Geologie und der Baugrundforschung oder Bodenphysik. Deren Untersuchungen müssen in vielen Fällen die des Geologen ergänzen und erweitern, besonders wo es sich darum handelt, zahlenmäßige Angaben über die Bodeneigenschaften zu bekommen oder ein bestimmtes Bauverfahren zu wählen. Je enger beide Wissenschaften zusammenarbeiten, um so vorteilhafter ist es. Dies hindert aber nicht, daß der Geologe auch selbst die bautechnischen Eigenschaften der Gesteine und Böden wenigstens in ihren Grundzügen und ebenso auch die modernen Verfahren ihrer Untersuchung kennen muß. Gerade die Lehre vom Baugrund hat in den letzten Jahren bedeutende Fortschritte gemacht. Das Schrifttum hierüber ist aber z. T. in dem Geologen nicht immer zugänglichen Zeitschriften enthalten. Ich will daher die bautechnischen Eigenschaften der Gesteine [2]) und Böden, auf die es beim Straßenbau besonders ankommt, hier kurz zusammenfassen und dabei auch auf die Verfahren zur Überwindung von Schwierigkeiten hinweisen. Über die modernen bodenphysikalischen Untersuchungsmethoden berichtet Köhler im gleichen Bande dieses Jahrbuches.

Ich bin mir dabei wohl bewußt, daß die folgenden Ausführungen nur einen kurzen Auszug aus diesem großen Gebiet bringen können; es sollen nur die hauptsächlichsten Fragen behandelt werden, vor die der Geologe immer wieder sich bei Untersuchungen für den Straßenbau gestellt sieht. Zum weiteren Eindringen in dieses Stoffgebiet sei auf die einschlägige Literatur verwiesen, von der ich einige wichtige neuere Arbeiten anführe.

1. Die Frostgefährdung der Straßen.

Daß durch die mit dem Frieren und Auftauen des Untergrundes verbundenen Vorgänge Schäden an den Straßen auftreten, weiß man schon lange. Da solche Schäden sich aber an den modernen hochwertigen Straßen mit ihren starren Decken besonders empfindlich bemerkbar machen, hat man sich in den letzten Jahren auch in Deutschland eingehender mit ihnen beschäftigt. Die Schweden und Amerikaner haben sich schon länger mit derartigen Untersuchungen befaßt, auf ihre Erfahrungen müssen wir uns noch vielfach stützen. Systematische Untersuchungen im Gelände sind bei uns z. B. von der bayrischen Bauverwaltung angestellt wurden, über sie haben Syffert und Schönleben im „Straßenbau" berichtet.

2) Mit Ausnahme der festen Bausteine.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Art der Frostschäden. Die Frosteinwirkung auf den Untergrund einer Straße ruft Frostbeulen, Frostblähungen, Auffaltungen und Rißbildungen in der Decke hervor und kann in kurzer Zeit zur vollständigen Zerstörung der Decke führen.

Unter Frostbeulen versteht man eine Hebung der Straßendecke auf mehr oder weniger großen Flächen während des Frostes. Solche Hebungen sind auch von Bahndämmen her bekannt. An Zahlenwerten für in Deutschland beobachtete Hebungen führt Syffert von einer Straße in der Bayrischen Ostmark 5—10 cm an; große Hebungen zeigen sich besonders im Walde und über feuchtem Boden. Die Beobachtungen Syffert's ergaben ferner, daß die Höhe der Frostbeulen von der Frosttiefe, dem Wassergehalt im Untergrund und von diesem selbst, besonders von seiner Kapillarität abhängt. Bei 95 cm Frosttiefe wurde z. B. eine Hebung von 6—7 cm, ungleichmäßig auf die Straße verteilt, beobachtet. Aus den von Syffert veröffentlichten einzelnen Querschnittsmessungen geht ein sehr starker Wechsel in der Höhe der Frosthebung hervor, der hauptsächlich auf den verschiedenen Untergrund zurückzuführen ist.

Beim Auftauen wurde ein sehr unregelmäßiges Zurückgehen der Decke festgestellt; auf einer Fläche von einem Quadratmeter konnte man schon Unterschiede in der Auftautiefe von 20—30 cm messen und damit zusammenhängend solche im Absinken von mehreren Zentimetern. So entstehen während des Tauens engbegrenzte Erhebungen, die man schon länger kennt und als Frostblähungen bezeichnet hat. Man glaubte bisher allerdings meist, daß sie durch eine beim Tauen selbst erfolgende Raumausdehnung entstünden, konnte jedoch hierfür keine befriedigende Erklärung geben. Nach den neueren Untersuchungen kann man aber annehmen, daß die Frostblähungen sich durch ungleichmäßige Setzungen beim Tauen aus den Frostbeulen entwickeln.

Beim Tauen bildet sich über dem noch gefrorenen Untergrund eine stark wassergesättigte Zone unter der Straßendecke, die je nach der Zusammensetzung des Bodens mehr oder weniger breiartig ist („Auftauboden"). Dies ist die Zeit, in der die meisten Schäden an den Straßen entstehen, Räder besonders schwerer Fahrzeuge können durchbrechen und Aufpressungen und Auffaltungen bis zu 50 cm Höhe hervorrufen.

Nach den bisherigen Beobachtungen sind für die Straßendecken gleichmäßige Hebungen weniger schädlich als stark wechselnde.

Erklärung der Frosthebungen. Die folgende Erklärung dieser Vorgänge, wie sie besonders in bodenphysikalischen Veröffentlichungen der beiden letzten Jahre gegeben wird, stützt sich auf die Angaben schwedischer und amerikanischer Forscher und scheint nach den Beobachtungen von Syffert und Schönleben in den Grundzügen auch für unser Klima zutreffend zu sein.

Danach ist die Hebung nur zum Teil durch die Ausdehnung des in der Frostzone vorhandenen Wassers beim Gefrieren bedingt, von großer Wichtigkeit scheint es vielmehr zu sein, daß sich die einzelnen Eiskristalle beim Eindringen des Frostes in den Boden durch kapillares Aufsaugen von Wasser aus dem noch nicht gefrorenen Untergrund vergrößern und oft zu wagerechten Eislinsen zusammenschließen. Diese Erscheinung bezeichnet man als den

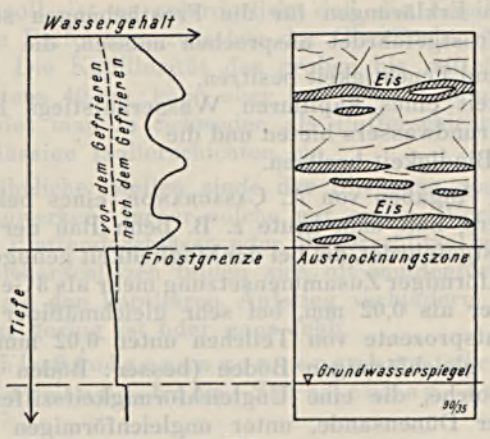


Abb. 1
Links starke Zunahme des Wassergehaltes in der Gefrierzone, rechts Bildung von Eislinsen durch kapillaren Aufstieg. (Nach Loos)

geschichteten Bodenfrost, den Vorgang hierbei soll die Abb. 1 veranschaulichen. Die einzelnen Eislinsen sind 0,1—10 mm dick, die Gesamthebung der Decke ist etwa gleich der Summe der Dicken der einzelnen Eislinsen. Diese Hebung kann natürlich schon Schäden an nicht genügend elastischen Straßendecken bedingen. Noch gefährlicher scheint aber die Anreicherung von Wasser in der Frostzone zu sein, die dann beim Auftauen eine Übersättigung des Bodens und seine breiartige Beschaffenheit hervorruft. Die der Arbeit von Syffert beigegebenen Kurven lassen deutlich erkennen, daß im Auftauboden der Wassergehalt die Fließgrenze überschreitet, die betreffende Bodenschicht also zum mindesten zähflüssig, wenn nicht breiig ist.

Außer den geschichteten Bodenfrost hat man noch einen sog. hohlräumigen unterschieden, der in einer unregelmäßigen Verteilung einzelner Eiskristalle und einem rauhreifartigem Überzug über alle Hohlräume besteht. Auch durch ihn wird eine Wasseranreicherung in der Frostzone bedingt. Vielleicht wirkt bei seinem Entstehen der Aufstieg wassergesättigter warmer Luft aus dem Untergrund mit.

Soweit die Angaben über die Erklärungsversuche für die Erscheinungen des Bodenfrostes. Das letzte Wort ist hier sicher noch nicht gesprochen, besonders fehlen noch Geländebeobachtungen in unserem Klima und in unseren Böden, die bisher nur vereinzelt vorliegen.

Auf welchen Böden treten nun die Frostschäden an Straßendecken auf? Nach den Beobachtungen in Bayern sind es besonders lehmige Böden, die auch einen leichten Wasseraufstieg ermöglichen. In rein tonigen Böden sollen sich Frostschäden weniger bemerkbar machen, die Ursache liegt vielleicht in dem sehr langsamen Wassernachschub in ihnen. Die Schäden, welche man auf Straßen über Tonboden oft beobachtet, mögen vielmehr durch Quellungserscheinungen bedingt sein. Frosthebungen hat man aber auch in Sand- und Kiesböden beobachtet. Man kann heute jedenfalls noch nicht mit Sicherheit sagen, welche von unseren deutschen Böden zu Frosthebungen neigen. Wenn

die oben gegebenen Erklärungen für die Frosthebungen stimmen, wird man solche Böden als frostgefährdet ansprechen müssen, die

selbst genügend Feuchtigkeit besitzen,
die Möglichkeit eines kapillaren Wasseraufstiegs bei entsprechender Lage des Grundwassers bieten und die
eine gewisse Bindigkeit besitzen.

Auf Grund der Angaben von A. Casagrande, eines bekannten amerikanischen Bodenphysikers, hält man heute z. B. beim Bau der Reichsautobahnen solche Böden für frostgefährdet, die bei der Möglichkeit genügenden Wassernachschubes bei ungleichförmiger Zusammensetzung mehr als 3 Gewichtsprozente von Bodenteilchen kleiner als 0,02 mm, bei sehr gleichmäßiger Zusammensetzung mehr als 10 Gewichtsprozente von Teilchen unter 0,02 mm enthalten. Dabei versteht man unter gleichförmigen Böden (besser: Böden geringer Ungleichförmigkeitsziffer) solche, die eine Ungleichförmigkeitsziffer unter 15 haben, wie z. B. Löß oder Dünensande, unter ungleichförmigen Böden solche mit einer Ungleichförmigkeitsziffer über 15. Unter der Ungleichförmigkeitsziffer wiederum versteht man das Verhältnis der Korngrößen, die in der Summenkurve den Ordinaten 60% und 10% entsprechen. Über diese Begriffe bringt Dr. Köhler in seiner Arbeit nähere Angaben. Wie weit die oben genannten Werte für eine Frostgefährdung maßgebend sind, müssen weitere Beobachtungen lehren.

Bei Böden mit weniger als 1% Körnern unter 0,02 mm wurde nach A. Casagrande keine Frosthebung beobachtet, selbst wenn der Grundwasserspiegel im Frostbereich lag. Liegt der Grundwasserspiegel unter der kapillaren Steighöhe des Bodens, so sind wesentliche Frosthebungen nicht zu befürchten, falls kein Wasser oben oder von der Seite zutritt. „Schwere Frostschäden wurden auch auf sehr sandigen Böden beobachtet, die einige Prozent Schluff enthielten und einen hohen Grundwasserstand aufweisen" (A. Casagrande).

Schutzmaßnahmen gegen Frosthebungen. Die Hauptsache ist eine gute Entwässerung. Man drainiert mit einer abgedeckten Rinne auf der Straßenseite, von der das Grundwasser kommt. Dabei muß das Grundwasser so tief gesenkt werden, daß der Abstand zwischen ihm und unterer Grenze des Bodenfrostes gleich oder größer als die kapillare Steighöhe des Bodens ist. Nach C. Heje ist eine solche Drainage vorteilhaft bei Böden mit geringer Steighöhe (bis zu 2 m, sehr ungünstige Böden haben Steighöhen von 3—7 m), bei dem Auftreten einer echten Wasserader und wenn die Straße auf stärker fallenden Schichten liegt. Ein weiteres, besonders beim Bahnbau in Schweden angewandtes Verfahren ist das Auskoffern der frostschiebenden Bodenart bis zu einer Tiefe, daß der Bodenfrost nicht mehr schaden kann und ihr Ersatz durch nicht frostschiebendes Material (nach C. Heje wird in Norwegen Moos, Stein, Kies, Sand über 0,6 mm und Kesselösche verwandt).

Endlich kann die Frostgefährdung einer Straße auch durch die Aufhebung der Kapillarität im Untergrund bekämpft werden, indem man eine großporige Pufferschicht oder eine Isolierschicht einbaut. Über schwedische Erfahrungen hierbei berichtet ganz neuerding Beskow. Grobe Sandschichten zur Unterbrechung der Kapillarität hat man hier in 20—30 cm Dicke und 50—60 cm unter dem Planum eingebaut. Beskow schreibt: „Wenn die Kapillarität ganz

gebrochen werden soll, ist es erforderlich, daß die Kapillarität des Sandes geringer ist als die Entfernung zwischen der Oberfläche der Sandschicht und dem Grundwasser. Die Kapillarität des groben bis mittelgroben Sandes beträgt 10—30, höchstens 40 cm, kann aber bei Lehm 1 m und mehr sein.“

Ferner verwendet man in Schweden als Pufferschicht Reisig und Moor oder baut undurchlässige Isolierschichten ein.

Besonders gefährliche Stellen sind: der Übergang vom Damm zum Einschnitt oder zu Bauwerken, ferner solche mit einem Wechsel in der Bodenbeschaffenheit und Plattendurchlässe oder Sickerschlitze im Untergrund. Über Durchlässen und Sickerschlitzen bilden sich oft muldenförmige Einsenkungen in der Straße, da sie den kapillaren Aufstieg verhindern, so daß über ihnen die Frosthebung nur gering ist oder ganz fehlt.

Welche Schlußfolgerungen ergeben sich nun für die geologische Beratung beim Straßenbau aus den obigen Ausführungen?

1. Der Geologe muß so genau wie möglich den Untergrund untersuchen und die Verbreitungsgebiete frostgefährdet erscheinender Böden auf den Karten besonders angeben und von diesen Stellen Bodenproben für eine weitere Laboratoriumsuntersuchung entnehmen. Auskunft über das Verhalten der betreffenden Böden in bisherigen Straßen ist einzuholen.

2. Die Grundwasserstände sind genau festzustellen. Dabei ist auch der Schwankungsbereich des Grundwassers zu berücksichtigen. Ebenso sind Angaben über die Frosttiefe zu sammeln und die Entwässerungsmöglichkeiten und die Vorflutverhältnisse zu untersuchen.

3. Für einen etwa nötigen Ersatz von schlechtem Boden durch besseren sind geeignete und günstig gelegene Sand- oder Kiesvorkommen nachzuweisen.

2. Die Tragfähigkeit des Baugrundes

Eine große Schwierigkeit beim Straßenbau bietet die Überwindung von Strecken mit wenig oder nicht tragfähigem Boden. Diese Schwierigkeit zeigt sich weniger bei der Ausführung einzelner Bauwerke im Zuge der Straße, wie z. B. von Brücken, da diese sowieso tiefer gegründet werden müssen, als bei der Schüttung von Dämmen. Durch Setzungen des gewachsenen Untergrundes und Sackungen der geschütteten Dämme kann eine mehr oder weniger große Zerstörung der Fahrbahndecke eintreten.

Unter Tragfähigkeit versteht man die Grenzbelastung in kg/qcm, die ein Boden noch trägt, ohne sich einzudrücken. In der Praxis rechnet man mit der zulässigen Belastung, welche der Sicherheit halber nur einen Bruchteil ($^1/_8$ bis $^1/_{10}$) der Tragfähigkeit darstellt.

Die Frage nach der zulässigen Belastung wird nun sehr oft an den beratenden Geologen gestellt, nicht nur beim Straßenbau. Will man Zahlen dafür geben, kann man sich auf Erfahrungswerte beziehen, wie sie in verschiedenen Handbüchern und auch in den baupolizeilichen Vorschriften gegeben sind. Bei der Benutzung dieser Zahlen ist aber zu bedenken, daß sie nur ganz allgemein gelten und daß die Art der Belastung und örtliche Besonderheiten im geologischen Profil sehr starke Abweichungen bedingen können. In den Richtlinien für die zulässige Belastung des Baugrundes im Hochbau (DIN 1054) werden für die üblichen Hochbauten und für einen

gleichmäßigen, mindestens 2 m mächtigen Boden in frostfreier Tiefe (80 cm) folgende Erfahrungswerte angegeben:

nicht gewachsener Boden	0,2—1,5 kg/cm²
Feinsand	1,5 kg/cm²
Mittelsand, festgelagerter trockener Ton, Lehm und Kies mit Sandschichten	3,0 kg/cm²
Grobsand, Kies, fester trockener Mergel (wohl Geschiebemergel gemeint)	4,5 kg/cm²
feste Fals: $^2/_3$ der für das betreffende Gestein festgesetzten zulässigen Druckspannung (s. DIN 1053).	

Bei Gründungen von mehr als 2 m Tiefe kann der Druck der ausgeschachteten Schichten zur zulässigen Belastung zugezählt werden.

In sehr vielen Fällen muß man versuchen, durch Messungen und Versuche sichere Zahlen für die bei einer bestimmten Belastung für einen bestimmten Boden in einer bestimmten Zeit zu erwartende Setzung zu bekommen. Dies kann durch Probebelastungen oder bodenphysikalische Untersuchungen geschehen. Von Probebelastungen werden die wichtigsten Verfahren in den von der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen herausgegebenen Richtlinien zur Durchführung von Bodenuntersuchungen kurz besprochen. Die dabei erhaltenen Zahlen sind jedoch nicht ohne weiteres zu verwenden, da z. B. bei der statischen Belastung durch lotrechte Last auf der Erdoberfläche die Setzungen von der Größe und Form der Lastfläche und der Dauer der Belastung abhängen, ferner auch bei der Belastung durch das fertige Bauwerk tiefere Schichten als beim Versuch in Mitleidenschaft gezogen werden können. Bei bindigen Böden beansprucht außerdem die Beendigung der Setzung lange Zeit, kann also meist nicht abgewartet werden. In den genannten Richtlinien werden noch verschiedene andere für eine Probebelastung übliche Verfahren aufgeführt, über die zur Bestimmung einer zu erwartenden Setzung nötigen bodenphysikalischen Verfahren macht Köhler nähere Angaben.

Über alle diese Fragen besteht ein umfangreiches Schrifttum, sie gehören mehr zum Aufgabenbereich des Bauingenieurs und Bodenmechanikers als des Geologen. Jedoch muß dieser die zur Beurteilung wichtigen Faktoren kennen, schon um die Bohrungen genügend tief anzusetzen und um beurteilen zu können, welche Schichten noch von Einfluß sein werden und daher näher untersucht werden müssen.

Einige anschauliche Beispiele für die Bewertung von Probebelastungen gibt Loos (Der Straßenbau, 25, 1934, Heft 11). Es sollten Öltanks gebaut werden, der Baugrund bestand aus 2 m festgelagertem Sand über 18 m sehr weichem Ton. Eine Probebelastung auf 1 qm Fläche ergab bei 1 kg/qcm Last während einer Woche keine Setzung. Die Tanks hatten 100—150 qm Grundfläche, die aber nur mit $^1/_2$ kg/qcm belastet wurde. Sie setzten sich in $2^1/_2$ Jahren um 45 cm. Daraus folgt, daß der Druck der kleinen Probefläche ganz von dem Sand aufgefangen wurde, während die Tanks mit ihrer viel größeren Fläche auch auf den weichen Ton einwirkten. In einer anderen von Loos gegebenen Abbildung ist die Druckverteilung unter der Probelastfläche von $^1/_2$ mal $^1/_2$ m und unter dem Bauwerk von 9 mal 9 m Fläche durch Kurven dargestellt. Bei der Probebelastung wird die Unterkante einer oberen Sandschicht nur noch mit 10% der Pressung belastet, unter dem Bauwerk aber reicht die 10%-Kurve noch 6 m tiefer und erfaßt noch darunter liegenden weichen Ton. Noch größer wird der Unterschied bei breiten Dämmen sein.

Für die geologische Beratung folgt aus diesen Beispielen, daß man je nach Art des Bauwerkes das Bodenprofil genügend tief erkunden, d. h. genügend tief bohren muß. Dies ist besonders in alluvialen und diluvialen Ablagerungen nötig, wie die Erfahrungen bei den Beratungen für die Autobahnen lehren. Besonders ist zu beachten, daß in schmalen Tälchen unter einer mehrere Meter dicken Lage von Sand oder Abschlämmassen noch mächtige Faulschlammschichten oder lockere Interglaziale folgen können

Welche Gesteinsarten sind nun als schlechter Untergrund beim Straßenbau anzusehen und wie können die durch sie bedingten Schwierigkeiten überwunden werden?

Als wenig oder nicht tragfähiger Baugrund gelten: Torf[3]), Moormergel, Faulschlamm, Wiesenkalk, weicher Ton, nasser toniger Feinsand und junge Aufschlickungen, unter gewissen Umständen auch Triebsand. Oft wird auch Mutterboden als schlechter Untergrund angegeben, jedoch ist Mutterboden ein sehr ungenauer Begriff, den man besser vermeiden sollte. Die genannten Bodenarten bereiten nicht nur Schwierigkeiten, wenn sie unmittelbar an der Oberfläche liegen, sondern auch noch im nahen Untergrunde. In welcher Tiefe allerdings ein derartiger Boden noch schädlich auf Bau und Bestand der Straße einwirken kann, ist nicht immer leicht zu sagen. Allgemein gültige Zahlen hierfür gibt es nicht, hier sind bodenmechanische Laboratoriumsuntersuchungen unbedingt nötig. Allgemein jedoch folgt, daß man stets einige Meter in den guten Baugrund hinein bohren und die Möglichkeit, im nahen Untergrund noch ungünstige Einlagerungen anzutreffen, an Hand der ganzen geologischen Position prüfen soll.

Schwer durchlässige Böden wie Ton oder fetter Lehm brauchen lange Zeit, oft eine ganze Reihe von Jahren, bis sie sich konsolidiert haben und bis sich ihr Wassergehalt auf die neue Last eingestellt hat. Sie bedingen daher eine lang andauernde Setzung. Beim Eisenbahnbau läßt sich diese durch Nachstopfen der Bettung ausgleichen, bei Straßen mit festen Decken ist sie sehr lästig.

Das Verhalten von Torf ist verschieden. Stark filziger und noch wenig zersetzter Torf kann einen Damm von 1 m Höhe oft gut tragen. Es sind auch Fälle bekannt, in denen mehrere Meter hohe Bahndämme auf Torfuntergrund jahrzehntelang gut standen, bis dann doch eines Tages, wahrscheinlich durch das Befahren mit schweren Lasten, der Damm einbrach. Vielfach aber sinken Dämme auf Torf oder Faulschlamm schon beim Schütten ein, wobei die weichen Schichten seitlich hochgepreßt werden. In anderen Fällen wiederum sinken Dämme auf Torf jahrzehntelang ganz allmählich immer weiter ein, bis sie auf dem festen Untergrund aufliegen. An einigen Stellen der Ostbahn bei Landsberg a. d. W. haben solche langsamen Setzungen über 50 Jahre angehalten. Ein seitliches Aufdringen von Torf und Faulschlamm tritt besonders dann ein, wenn der Damm schmal ist und schnell geschüttet wird.

Viele Beispiele von dem Verhalten von Bahndämmen auf Torf, Faulschlamm und weichem Ton bringt die skandinavische Literatur (vgl. die Zusammenstellung von Busch). Auch in der Arbeit von Wasmund sind sehr

3) Moor bezeichnet eine Gelände- und Vegetationsform, Torf dagegen das Gestein oder die bautechnische Bodenart. Ebenso wie man von Sanduntergrund spricht, soll man also auch Torfuntergrund sagen.

beherzigenswerte Hinweise über die Beurteilung junger Seeablagerungen als Baugrund gegeben.

Ob man beim Schütten von Straßendämmen auf derartigen ungünstigen Böden besondere Maßnahmen ergreifen soll, hängt von den Anforderungen ab, die man an die Straße stellt und vor allen Dingen auch von der Zeit, die bis zum Aufbringen der Decke zur Verfügung steht. In manchen Fällen kann man sich durch den Einbau einer vorläufigen Decke helfen, jedoch kann man sich den durch einen wenig tragfähigen Untergrund bedingten Gefahren beim Bau hochwertiger Straßen, z. B. der Reichsautobahnen, nicht aussetzen. Man muß in diesem Falle versuchen, Dämme zu schütten, die bald zur Ruhe kommen. Das sicherste, wenn auch nicht immer billigste Mittel ist das Auskoffern des nicht tragfähigen Bodens und sein Ersatz Sand, Kies u. dgl. Beim Bau der Reichsautobahnen geschieht dies vielfach, wobei oft große Bodenmengen bewegt werden müssen, so z. B. in der Weichsel- und Oderniederung.

Bei der Berechnung der auszukoffernden Menge ist zu bedenken, daß die Seitenwände in tieferen Mooren und bei der Unterlagerung von Torf durch Faulschlamm oder Wiesenkalk nicht in steiler Böschung stehen werden.

Bei der Überquerung des Randowtales durch die Autobahn Berlin—Stettin traf man auf besonders ungünstige Verhältnisse, über deren Überwindung Echte berichtet. In dem 1000 m breiten Tal hatte man mit Torfmächtigkeiten von durchschnittlich 4 m zu rechnen, unter dem Torf lag stellenweise noch Faulschlamm. Beim Auskoffern baggerte man zuerst von oben, wobei jedoch der Bagger einzusinken drohte. Dann stellte man den Bagger auf den Sanduntergrund und trieb so den Schlitz unter Wasserhaltung vor. Solange man nur im Torf arbeitete, waren die Fortschritte gut, sobald man aber unter Torf noch Faulschlamm antraf, floß dieser von allen Seiten nach. Nun zog man auf beiden Seiten des Schlitzes 4 m breite Seitengräben bis auf die Faulschlammoberfläche, die man mit Sand verfüllte. Beim Weiterbaggern floß zuerst der Faulschlamm noch nach, durch Nachsacken und Nachschütten des Sandes in den Seitengräben bildete sich aber bald eine Art unterirdischer Sanddamm, der ein weiteres Ausfließen des Faulschlamms verhinderte.

Will man nur ein seitliches Ausquetschen der weichen Schichten unter dem Damm verhindern und kann eine Setzung in Kauf nehmen, genügt meist ein teilweises Auskoffern oder ein Schlitzen des Torfes und ein Zufüllen der Schlitze mit Sand oder Kies.

Diese Verfahren wurden beim Bau von Eisenbahndämmen vielfach angewandt. Man hat auch weiche Schichten im kombinierten Saug- und Spülverfahren durch tragfähige ersetzt. Für gewöhnliche Wege genügt oft ein Verlegen des Dammes auf Rosten. Neuerdings stellt man auch in Deutschland Versuche mit dem Herabsprengen eines auf schlechten Boden geschütteten Dammes bis auf den festen Untergrund an, wie man es in Schweden und Amerika schon vielfach ausgeführt hat.

Vielfach wird eine Entwässerung schon eine starke Setzung hervorrufen; sie kann z. B. bei Hochmooren $^1/_3$ der Mächtigkeit betragen. Um eine Zahl für die Zusammendrückung von Torf unter Lasten zu geben, sei erwähnt, daß nach Loos bei einem Versuch Torf mit 860% Wassergehalt vom Trockengewicht unter 0,2 kg/qcm Belastung um 25% zusammengepreßt wurde.

Welches von den verschiedenen Verfahren im Einzelfalle zu wählen ist, kann der Geologe allein natürlich nicht entscheiden.

Für die geologische Beratung beim Straßenbau kommt es beim Vorhandensein nicht tragfähigen Untergrundes vielmehr darauf an, dessen Verbreitung auf Karten genau darzustellen. In Moorgebieten ist auch die Eintragung von Tiefenlinien für den tragfähigen Untergrund sehr angebracht, die der Geologe fast stets mit seinen Handbohrgeräten feststellen kann. Solche Tiefenlinien sind sehr wichtig, um die etwa auszukoffernde Menge angeben oder auch Vorschläge für eine günstigere Trasse machen zu können. Bei Mooren hat man besonders auf das Auftreten von Kolken zu achten, die sich besonders gern vor der Einmündung von Seitentälern einstellen.

Bei der Bewertung von Zahlen für die zulässige Belastung, die durch irgendwelche Versuche gewonnen sind, hat der Geologe immer wieder die Pflicht darauf hinzuweisen, daß besonders in diluvialen und alluvialen Ablagerungen die Beschaffenheit sehr schnell wechseln kann, also Vorsicht bei der Verallgemeinerung von Zahlen geboten ist.

3. Das Setzen der Dämme.

Zu den Schwierigkeiten durch den schlechten Untergrund kommen noch die durch das Setzen des geschütteten Dammes. Ein jeder Damm setzt sich, die Stärke der Setzung hängt vom Dammaterial und der Schüttung ab.

Die geologische Beratung beim Straßenbau hat sich nun allgemein über die Eignung eines Bodens als Schüttmaterial zu äußern und günstig gelegene Vorkommen von guten Schüttböden nachzuweisen. Die Eignung der verschiedenen Bodenarten zur Dammschüttung, die verschiedenen Schüttverfahren und die für die Beurteilung der Schüttfähigkeit nötigen Untersuchungen müssen daher dem Geologen bekannt sein. Über die zuletzt genannten Untersuchungen findet man in den Arbeiten von Köhler und Loos Näheres, hier kann nicht darauf eingegangen werden.

Die Beurteilung der Schüttfähigkeit hängt von den Anforderungen ab, die man an den Damm stellt, beim Straßenbau also von der Belastung, der bis zum Aufbringen der Decke zur Verfügung stehenden Zeit und der Art der Decke. Ein guter Schüttboden muß folgenden Anforderungen entsprechen: er muß wasserunlöslich und gut wasserdurchlässig sein, soll sich möglichst dicht schütten lassen und bei einem nicht zu flachem Böschungswinkel stehen.

Das beste Schüttungsmaterial ist Grobsand und Kies. Beim Bau der Reichsautobahnen wollte man ursprünglich möglichst nur diese verwenden; da sie jedoch stellenweise nur mit großen Kosten zu beschaffen sind und man auch andere Böden noch mit Vorteil verwenden kann, wenn man den Dämmen etwas mehr Zeit zum Absitzen läßt, werden jetzt die verschiedensten Böden zum Schütten verwandt.

Feinsand, besonders wenn er tonig ist, und Mergelsand sind wenig geeignet, da sie vom Regen leicht weggespült werden und bei starker Durchtränkung, zumal bei gelegentlichen Überflutungen, zu Rutschungen neigen. Fester Lehm, Ton und überhaupt alle plastischen Böden lassen sich schlecht schütten, weichen leicht auf, neigen zu Rutschungen und setzen sich stark; eine künstliche Verdichtung ist nicht immer möglich. Löß und Lößlehm sind nach Scheidig für nicht dem Wasser ausgesetzte Dämme geeignet, jedoch hat man in manchen Gegenden auch weniger gute Erfahrungen damit gemacht. Dämme aus Löß und Verwitterungslehm von Tonschiefern gemischt neigen sehr stark

zur Rutschung. Leider ist noch nicht genügend systematisch Material über die Eignung der verschiedenen plastischen Böden als Schüttmaterial gesammelt.

Harter, witterungsbeständiger Fels ist ein gutes Schüttmaterial, weichere Gesteine dagegen, die sich unter der Belastung zerdrücken und verwittern, bedingen eine lang andauernde Setzung.

Weicher Ton, Torf und Faulschlamm lassen sich zur Dammschüttung nicht verwenden.

Nun hat man beim Straßenbau nicht immer gutes Schüttmaterial zur Verfügung, man muß also versuchen, durch besondere Maßnahmen auch eine Verwendung von weniger gutem Material zu ermöglichen. Es kommt darauf an, die Setzungsdauer abzukürzen, die Standfestigkeit zu erhöhen und die Frostgefährdung zu verhindern. Ich kann hier nicht weiter auf die hierzu dienenden technischen Maßnahmen eingehen, sondern nur die wichtigsten von ihnen eben erwähnen. Bei bindigem Boden ist durch Entwässerung, Abdecken mit Sand oder Kies und auch durch flachere Böschungen die Standsicherheit zu erhöhen; Frostgefährdung läßt sich durch Isolier- oder Pufferschichten vermeiden. Durch Schüttung in Lagen, durch künstliche Verdichtung, durch Stampfen, Walzen oder Einspülen, auch durch Schütten aus großer Höhe sucht man die Setzung zu beschleunigen. Eine besonders dichte Lagerung kann man bei sandigem Material durch Einspülen oder Aufspülen erreichen; auf diese Weise hat man einen Teil des Dammes für die Autobahn zwischen Magdeburg und Berlin hergestellt. Nach Scotland hat sich aber auch eingespülter Sand noch um 6% gesetzt. Walzen oder Stampfen ist bei Sand und Kies nicht immer angebracht.

Es ist für den beim Straßenbau beratenden Geologen immerhin nicht ganz unwichtig, auch einiges über das Verhalten der verschiedenen Straßendecken bei Setzungen zu erfahren. Neuere Beobachtungen hierüber liegen unter anderem von Herion besonders von den Verbandsstraßen aus dem Industriegebiet vor. Nach ihm wurde dort bei Betondecken die an sich mögliche planebene Straßenoberfläche nicht erreicht, was vielfach auf durch Setzungen bedingte Schäden zurückzuführen ist.

Auch bei Groß- und Kleinpflasterdecken wirken sich schon geringe Setzungen schädlich aus. Herion führt als warnendes Beispiel die Kleinpflasterdecke auf der Verbandstraße DV bei Kettwig (1929 erbaut) an, bei der schon eine teure Umpflasterung nötig war. Leider sagte er nichts über Untergrund, Dammaterial und -bauart. Bei Asphaltdecken bedingen Setzungen im Damm und Untergrund ebenso wie bei Betondecken Rissebildung, während bei Decken aus Teermakadam solche keine Zerstörung der Fahrbahn verursachen, da der Belag elastisch ist. Bei diesen Straßen lassen sich auch entstehende Unebenheiten leichter ausgleichen. Herion führt als Beispiel für das Verhalten einer Teermakadamdecke bei schlechtem Untergrund die Verbandstraße O W II in Sevelen an, die 1927 erbaut wurde. Der nur 1 m hohe Damm wurde aus feinem Sand und noch dazu auf Moorboden geschüttet und auf ihn sofort 25 cm Packlage, 8 cm Schotter und 7 cm Teermakadam aufgebracht. Starke Dammsetzungen traten, wie nicht anders zu erwarten war, ein. Vertiefungen bis zu 15 cm und Randsetzungen von 25 cm wurden festgestellt, ohne daß jedoch Risse oder Zerstörungen in dem Belag eintraten.

Vielfach wird man da, wo mit längeren Setzungen zu rechnen ist, vorerst eine nachgiebigere vorläufige Decke aufbringen.

4. Die Standfestigkeit von Böschungen.

Die Standfestigkeit der in Einschnitten freigelegten Schichten ist von großer Wichtigkeit für Bau und Bestand einer Straße. Eine geringe Standfestigkeit von Hängen, besonders die Rutschneigung toniger, lehmiger und mergeliger Gesteine, ist nicht nur bei der Anlage von Einschnitten gefährlich, sondern bedingt auch große Aufwendungen an Arbeit und Mitteln bei ihrer Erhaltung. Das unangenehmste dabei ist, daß man bisher noch kein sicheres Mittel hat, um die Rutschneigung bestimmter Gesteine vorher erkennen zu können. Bodenphysikalische Untersuchungen, wie u. a. die Bestimmung der Atterbergischen Konsistenzgrenzen und des Winkels der inneren Reibung, geben gewiß schon gute Anhaltspunkte, jedoch genügen diese nicht in allen Fällen.

Vor allen Dingen ist bei der Beurteilung der Rutschneigung eines zu bedenken: Die zur Beurteilung der Standfestigkeit ausgeführten Laboratoriumsuntersuchungen werden mit Proben vorgenommen, die aus Bohrlöchern oder Schürfen dem noch nicht oder eben erst im Einschnitt freigelegten Gestein entnommen werden. Sobald jedoch ein Gestein der unmittelbaren Einwirkung von Sonne, Frost und Niederschlägen, also der Verwitterung überhaupt ausgesetzt ist, verändert sich im Laufe mehr oder weniger langer Zeit seine chemische und physikalische Beschaffenheit und damit auch seine Standfestigkeit. Bei Rutschungen kann man oft die Unterschiede z. B. im Wassergehalt, in der Fließgrenze und den Gehalt an Karbonaten und löslichen Salzen zwischen stehengebliebenem und gerutschtem Material, die beide den ganzen geologischen Verhältnissen nach ursprünglich von der gleichen Beschaffenheit waren, feststellen. Die einzelnen Gesteine verhalten sich in ihrer Verwitterbarkeit sehr verschieden: einige beginnen sehr bald zu rutschen, andere stehen Jahre oder Jahrzehnte lang, bevor sie ihre Standfestigkeit einbüßen, noch andere wiederum werden durch die Verwitterungsvorgänge kaum in ihrem Verhalten als Baugrund beeinflußt.

In seiner Arbeit über die Ursachen von Böschungsrutschungen in Jura- und Kreidetonen bei Braunschweig kommt Kirchhoff zu dem Schluß, „daß die Rutschneigung eines Tones weder allein auf einen hohen Gehalt an Körnern unter 0,005 mm, noch allein auf einen geringen Kalkgehalt zurückzuführen ist, sondern daß eine Abhängigkeit von beiden Faktoren besteht insofern, als das Produkt aus dem Grobkorngehalt“ (über 0,005 mm) „und dem Gehalt an $CaO + MgO$ die Zahl 360 nicht übersteigen darf“. Wenn diese Schlußfolgerung stimmen würde, hätte man ein bequemes Mittel in der Hand, um die Rutschneigung eines Tones vorher erkennen zu können. Leider läßt sich jedoch dieser Schluß nicht in dem von Kirchhoff angenommenen Umfange aufrecht erhalten. Rein theoretisch müßten dann schon alle Tone mit weniger als 3,6% $CaO + MgO$ zu Rutschungen neigen. Dies ist aber, wie die Erfahrung lehrt, keineswegs der Fall. Dienemann und Pfeiffer untersuchten nach der von Kirchhoff angegebenen Methode 47 Tone und Lehme, die teils als standfest anzusprechen, teils schon gerutscht waren. Sie fanden, daß der von Kirchhoff gezogene Schluß bei gerutschtem Gestein zwar in 90% der Fälle, bei dem standfesten dagegen nur in 25% der untersuchten Fälle aufrecht erhalten werden kann. Auch Stiny gibt an, daß von den oesterreichischen Baugrundarten diejenigen am meisten zu Rutschungen neigen, bei denen der Gehalt an Mo und Grobschluff überwiegt.

Es ist nötig, die von Kirchhoff durchgeführte Art der Untersuchung vieler Einzelfälle, die statistische Methode, wie er sie nennt, auch auf andere Eigenschaften auszudehnen, da sie durchaus erfolgversprechend erscheint. Solange man jedoch noch kein Mittel hat, um die Standfestigkeit eines Gesteins vorher sicher beurteilen zu können, ist die Kenntnis aller geologischen Verhältnisse in dem geplanten Einschnitt unbedingt nötig; daher sind Schichtenfolge, Wasserführung, Lagerung und Klüftung so genau wie möglich zu erkunden. Ferner ist auch die geologische Vergangenheit des betreffenden Gesteins entsprechend zu berücksichtigen. Denn stets sind die technischen Eigenschaften des Baugrundes mit den geologischen Bedingungen seiner Bildung eng verknüpft. So ist die starke Rutschneigung der altdiluvialen Tonmergel in dem bekannten tiefen Bahneinschnitt von Rosengarten bei Frankfurt an der Oder sicher zu einem guten Teile durch ihre Pressung durch das Inlandeis mitbedingt, durch die sie in viele kleine, durch glatte Flächen begrenzte Körperchen zerlegt wurden. Ferner ist es auffällig, daß die von Kirchhoff so eingehend beschriebenen stark rutschenden Kreidetone der Braunschweiger Gegend in der Umrandung aufgepreßter Salzstöcke, also in tektonisch stark gestörten Gebieten liegen. An anderen Orten mit ruhigen Lagerungsverhältnissen neigen Tone gleichen Alters und gleicher Beschaffenheit nicht oder nur wenig zu Rutschungen. Daß auch die Standfestigkeit von festen Gesteinen stark von der tektonischen Beanspruchung derselben abhängt, ist ja hinreichend bekannt.

Auch die Schichtenfolge eines geplanten Einschnittes ist von großem Einfluß auf seine Standfestigkeit, da von ihr ja die Wasserführung abhängt. Ein Einschnitt, der die Grenze von durchlässigem und undurchlässigem Gestein mit ihren Wasseraustritten anschneidet, ist oft viel schwieriger zu halten als einer, der ganz in zu Rutschungen neigenden Schichten liegt. In der Beurteilung aller dieser Verhältnisse, die für die Erkennung der Ursachen von Rutschungen und für ihre Bekämpfung von größter Wichtigkeit sind, liegt die Hauptaufgabe des Geologen bei der Untersuchung von Fragen der Standfestigkeit. Dazu kommt, daß gewisse geologische Horizonte innerhalb bestimmter Gebiete stets zu Rutschungen neigen. Durch die Feststellung der Verbreitung solcher Schichten und durch die Bestimmung des genauen geologischen Horizontes der in dem geplanten Einschnitt anstehenden Gesteine in Verbindung mit dem Studium des Verhaltens des gleichen Horizontes in der Umgebung erhält man die besten Unterlagen zur Beurteilung der Standfestigkeit. In jedem Falle sichere Voraussagen lassen sich aber auf diesem Wege ebensowenig machen wie durch physikalische und chemische Untersuchungen. Man muß aber Kirchhoff (1930) recht geben, wenn er schreibt: „Die Untersuchung von Tonen auf Rutschneigung usw. wird ohne die genaueste geologisch-stratigraphische Fixierung stets unvollkommen bleiben, weil ohne sie die Erfahrungen, die man an einem Orte gemacht hat, nicht auf andere Vorkommen übertragen werden können".

Die Bekämpfung von Rutschungen erfordert von Fall zu Fall wechselnde Maßnahmen. Wenn wir uns hier nur auf Rutschungen in lockeren Gesteinen, vor allen Dingen in Tonen und Mergeln beschränken, so ist das Wichtigste eine gründliche Entwässerung. Die Ansichten darüber, wie Rigolen und Gräben am besten anzulegen sind, schwanken. Sobald derartige Anlagen nicht unbedingt sicher ziehen, sondern zu Wasseransammlungen Veranlassung geben können, schaden sie mehr als sie nützen. Daneben kommt die Anlage

von Stützmauern, Bermen, flaches Abböschen und Entlasten in Frage. Auch Verfahren zur Verfestigung gerutschter oder zu Rutschungen neigender Massen hat man ausprobiert, wie das Einpressen von Zementmilch oder neuerdings die elektrische Tonverfestigung.

Ich halte es für ein Haupterfordernis, von der Tonböschung den Einfluß der Verwitterung, besonders den Wechsel im Wassergehalt und das damit verbundene Schrumpfen und Quellen möglichst fernzuhalten. In dem Rosengartener Einschnitt hat man auf 1:5 abgeböscht, die Tonoberfläche mit etwa $^3/_4$ m groben Sandes und dann mit Mutterboden bedeckt und darauf Rasen eingesät. Seit fast 10 Jahren haben sich in dem Hang keine Bewegungen wieder gezeigt.

Es sei noch einmal betont, daß bei der Beurteilung der oft sehr schwierigen Verhältnisse in Rutschgebieten die geologischen Verhältnisse sehr genau untersucht und klargestellt sein müssen, um die Ergebnisse bodenphysikalischer Untersuchungen richtig deuten und daraus die notwendigen Schlüsse auf die zu ergreifenden bautechnischen Maßnahmen ziehen zu können.

Verzeichnis neuerer Literatur

In den mit * bezeichneten Arbeiten finden sich weitere Literaturangaben; solche bringen auch in großer Zahl die einzelnen Hefte von „Geologie und Bauwesen".

Becker, W., Macht, F. und Stöcke: Über die Beziehungen zwischen den geologisch-petrographischen Merkmalen und den straßenbautechnischen Eigenschaften schlesischer Granite. — Der Straßenbau, **24**, 1933, S. 29 u. 183. Abbild.

Bendel, L.: Geologisch-technische Auswertung der Bohrergebnisse im Reußbett in Luzern. — Schweizer. Bauzeitung, **101**, Nr. 22, 3. 6. 1933.

* Beskow, G.: Schwedische Erfahrungen mit dem Einbau von Isolierschichten gegen Frostaufbrüche und Hebungen. — Die Straße, **1**, 1934, H. 5, S. 148—152.

* Brennecke-Lohmeyer: Der Grundbau. Berlin, 1929, Ernst & Sohn.

Bretschneider: Reichsautobahn Elbe—Berlin. — Die Autobahn, 1935, H. 1, S. 74.

Burckhardt, E.: Entnahme von Bodenproben in ungestörter Verfassung. — Die Bautechnik, 1933, H. 1/2.

Burre, O. und W. Dienemann: Vorkommen und Verbreitung technisch verwertbarer Gesteine, Tone und Sande in Deutschland. — Die Steinindustrie, **26**, **27**, **28**, 1931—1933 und Zusammendruck Union D. Verlagsges. Berlin 1933. — 15 Karten.

* Busch: Die Baugrundforschung in Deutschland und in anderen Ländern. — Ib. D. Ges. Bauingenieurwesen, **6**, 1931.

* Casagrande, L.: Die Entnahme von Bodenproben im Straßenbau. — Der Straßenbau, **25**, 1934, H. 6.

* Casagrande, L. und T. A. Wheeler: Sprengen, ein einfaches Hilfsmittel zur raschen Stabilisierung von Straßendämmen auf weichem Untergrund. — Die Straße, **1**, 1934, H. 6, S. 184—188; Literaturangaben dazu H. 7, S. 222.

Casagrande, L.: Eine neue Versuchsstrecke zum Studium von Frostisolierungen. — Die Straße, **2**, H. 18. 1935.

Casagrande, L. & Siedek, Peter: Moorsprengungen beim Bau der Reichsautobahnen. — Die Straße, **2**, H. 17. 1935.

Deutscher Ausschuß für Baugrundforschung bei der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen: Vorschläge und Richtlinien für Probebelastungen.

Deutsche Forschungsgesellschaft für Bodenmechanik. Schwingungsuntersuchungen an Betonstrecken der Autobahn München—Frankfurt a. M. — Die Straße, H. 2, S. 385—388. 1935.

Deutsche Gesellschaft für Bauwesen: Richtlinien zur Durchführung von Bodenuntersuchungen für Entwurfsbearbeiter, Bauleiter und Bauherrn. 1935.

DIN 1054: Richtlinien für die zulässige Belastung des Baugrundes im Hochbau.

DIN 4021: Grundsätze für die Entnahme von Bodenproben.

DIN 4022: Einheitliche Benennung der Bodenarten und Aufstellung der Schichtenverzeichnisse (Bohrergebnisse).

DIN 1179: Körnungen für Sand, Kies und zerkleinerte Stoffe.

*Dienemann, W., u. O. Burre: Die nutzbaren Gesteine Deutschlands. 2 Bde. Stuttgart, 1929, F. Enke.

Dienemann, W. u. Pfeiffer, H.: Über das Kirchhoffsche Verfahren zur Erkennung der Standfestigkeit von Tonen. — Z. f. prakt. Geol. 40, 1932.

Dienemann, W.: Die Auswertung geologischer Karten für den Straßenbau. — Die Straße, 2, H. 14. 1935.

Diwald, K.: Die Führung von Verkehrslinien in ihrer Abhängigkeit von der Morphologie des Tales. — Geologie u. Bauwesen, 3, 1931, S. 31.

Doll, Fr. Vom Bau der Reichsautobahn München—Landesgrenze. — Die Straße, 2, 1935, H. 5.

Echte: Überquerung des Randowtales durch die Reichsautobahn Berlin—Stettin. — Die Autobahn, 1935, H. 1, S. 31.

Fischer, A.: Die Bedeutung der Geotechnik für die Linienführung von Eisenbahnen. Erklärt an Hand der Eisenbahnen Württembergs. — Geologie und Bauwesen, 3, 1931.

Fraas, O.: Die geognostische Profilierung der Württembergischen Eisenbahnlinien. — 3 Lieferungen. Sttgt. 1883/85. 4. Lieferung von E. Fraas Sttgt. 1888.

— : Württembergs Eisenbahn. — Stuttgart 1880.

*Franzius: Der Grundbau. Berlin, J. Springer.

Flörke, Fr., Frebold, H. u. Ilsemann, R.: Erdfälle, ihr Auftreten und ihre Gefahren für den Straßenbau. — Die Straße, 2, H. 17. 1935.

Groschopf, P.: Geologische Untersuchung einer „Moorstrecke" der Eisenbahn bei Eutin in Ostholstein. — Geologie u. Bauwesen, 1935, H. 1, S. 1—9.

*Guttstadt: Der geotechnische Ausschuß der schwedischen Staatsbahnen. — Die Bautechnik, 28, Nr. 23.

— : Die Böschungsrutschungen im Rosengarten-Einschnitt bei Frankfurt a. O. — Die Bautechnik, 29, H. 18. 1927.

Heje, C.: Verfahren zur Verhütung der Frosthebung. — Meddelelser fra Veidirektoren, Oslo, 1932, Nr. 7. Auszug in: Die Straße, 1, H. 8, S. 248—251. 1934.

Herion: Erfahrungen mit neuzeitlichen Straßendecken bei Straßen-Neubauten. — Großkraftwagen und Verkehrswirtschaft, H. 1 u. 2. 1934.

Hertwig, A.: Baugrundforschung. — Z. Ver. D. Ingen., 77, Nr. 21. 1933.

Hertwig, Früh und Lorenz: Die Ermittlung der für das Bauwesen wichtigsten Eigenschaften des Baugrundes durch erzwungene Schwingungen. — Veröffentlichungen der deutschen Ges. f. Bodenmechanik (Degebo), Berlin, Heft 4.

Hertwig, A. & Loos, W.: Das dynamische Bodenuntersuchungsverfahren. — Der Bauingenieur, 16, H. 25/26. 1935.

Hoppe: Übersicht über die im Straßenbau verwendbaren Gesteine Thüringens. — Die Stein-Industrie, H. 15/16. 1933.

Hülsenkamp, Fr.: Oderüberquerung durch die Reichsautobahn bei Stettin. — Die Autobahn, H. 1, S. 84. 1935.

* Kirchhoff, Fr.: Untersuchungen über die Ursachen von Böschungsrutschungen in Jura- und Kreidetonen bei Braunschweig. — Geologie und Bauwesen. 1930.

— : Die Ursachen von Böschungrutschungen mit besonderer Berücksichtigung der Grube Treue bei Alversdorf. — Braunkohle, H. 35, S. 769—773. 1931.

Kögler: Baugrundprüfungen im Bohrloch. — Der Bauingenieur, H. 19/20. 1933.

Koehler, R.: Über einige moderne bodenphysikalische Untersuchungen. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1935.

Körner: Bodensetzungserscheinungen bei Grundwasserabsenkungen. — Die Bautechnik, S. 614. 1927.

Kranz, W.: Bewährung des neuen „Bohrpfahl"-Verfahrens zum Kernbohren in Alluvium, Diluvium und deren Trias-Untergrund beim Neckarkanalbau. — Centralbl. f. Min. usw., B, Nr. 6, S. 354—368. 1933.

Krey: Rutschgefährliche und fließende Bodenarten. — Die Bautechnik, S. 485. 1927.

Loos, W.: Pfahlgründung von Kunstbauten. — Die Straße, 1, H. 6, S. 180—184. 1934.

— : Beispiele von Bodenuntersuchungen und ihre Auswertung für Neubaustrecken. — Der Straßenbau, 25, H. 11. 1934.

— : Moorstrecken bei Straßenbauten oder Modellversuche mit Mooreinlagerungen in Sand. — Der Straßenbau, 25, H. 17. 1934.

— : Bodenuntersuchungen im Dienste des neuzeitlichen Straßenbaues. — Der Straßenbau, 25, H. 3. 1934.

— : Die Baugrundforschung im Dienste neuer Straßenbauten. — Der Straßenbau, 25, H. 4, 5. 1934.

— : Auswertung von Bodenuntersuchungen für Dammschüttungen. — Die Autobahn, Nr. 9, S. 414. 1934.

— : Anwendung der neueren Baugrundforschung bei der Beurteilung von Erdbauten und Gründungen. — Die Bautechnik, 13, H. 15. 1935.

Loos, W. u. Lorenz, H.: Vor- und Nachteile einer dünnen bituminösen Lage zwischen Fahrbahndecke und Erdkörper der Autostraßen. — Der Straßenbau, 25, H. 21. 1934.

Loos, W.: Verdichtung geschütteter Dämme. Nachprüfung der auf Baustellen der Reichsautobahnen angewandten Verfahren. 2. Bericht. — Die Straße, H. 13, S. 486—489. 1935.

Lorenz: Neue Ergebnisse der dynamischen Bodenuntersuchung. — Veröffentlichungen der deutschen Ges. f. Bodenmechanik (Degebo), Berlin, Heft 1.

Marx: Zur Beschränkung der Rutschgefahr bei Herstellung von Einschnitten durch Abflachen von Böschungen. — Die Bautechnik, S. 343. 1929.

— : Der Staudamm von Ottmachau. — Bautechnik, Heft 1. 1932.

Michael, R. u. Dienemann, W.: Die Rutschungen im Eisenbahneinschnitt Rosengarten. — Jb. preuß. geol. L.-A., **47**, 1. 1926.

Motschmann, H.: Die straßenbautechnisch nutzbaren Gesteine Nordostbayerns, insbesondere der bayerischen Ostmark. — Der Straßenbau, **24**, S. 216. 1933.

Müller, R. & Ramspeck, A.: Verdichtung geschütteter Dämme. — Die Straße, **2**, H. 18. 1935.

Nandelstaedt: Einwirkungen des Bergbaus auf Haus- und Straßenbau. — Der Straßenbau, H. 7 ff. 1929.

* Nemenyi: Neuere bodenphysikalische und erdbaumechanische Forschungsergebnisse in den nordischen Ländern. — Z. f. Bauwesen, **29**, H. 9 u. 10.

Neumann, E.: Der neuzeitliche Straßenbau. — Berlin, Julius Springer. 1932.

Petermann, H.: Genauigkeit von einfachen Dichtemessungen im Boden. — Die Straße, **1**, H. 7, S. 221. 1934.

Petermann, H.: Die Bodenprüfung beim Bau der Reichsautobahn. — Die Straße, **2**, H. 20. 1935.

Pfeiffer, H. u. Dienemann, W.: Geologische, chemische und physikalische Untersuchungen an Erdrutschen usw. — Jb. preuß. geol. L.-A., **49**, I. 1928.

Pippas: Über die Setzungen und Dichtigkeitsänderungen bei Sandschüttungen. — Veröffentlichungen der deutschen Ges. f. Bodenmechanik (Degebo), Berlin, Heft 2.

Press, H.: Einfluß von Erschütterungen auf die Tragfähigkeit von Sanden verschiedener Dichte. — Der Straßenbau, **24**, S. 79, Abbild. 1933.

* Redlich, A., v. Terzaghi, K. u. Kampe, R.: Ingenieurgeologie. — Julius Springer. Wien u. Berlin 1929.

Scheidig: Neuere Verfahren der Analyse und Vorhersage von Bauwerksetzungen. — Die Bautechnik, H. 12, 15. 1933.

* — : Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. — Dresden u. Leipzig 1934.

Schnarrenberger: Bodenversetzungen (Bergstürze, Schuttkegel, Gehängeschutt, Abschlämmassen). — Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands, Bd. Alluvium, **1931**, S. 43 u. 316. Gebr. Bornträger, Berlin.

Schönleben, E.: Frostschäden und ihre Verhütung. — Der Straßenbau, H. 17, S. 254. 1931.

— : Beobachtungen über Frostschäden auf Landstraßen. — Der Straßenbau, **25**, H. 17, 23. 1934.

Scotland: Dammschüttungen im Straßenbau. — Der Straßenbau, **25**, H. 5. 1934.

Seifert, R.: „Untersuchungsmethoden, um festzustellen, ob sich ein gegebenes Baumaterial für den Bau eines Erddammes eignet". — Mittlgn. Preuß. Versuchsanst. f. Wasserbau u. Schiffbau, H. 14.

Seifert, R., Ehrenberg, J., Tiedemann, B., Endell, K., Hoffmann, H., Wilm, D.: Bestehen Zusammenhänge zwischen Rutschneigung und Chemie von Tonböden? — Mittlgn. Preuß. Versuchsanst. f. Wasserbau u. Schiffbau, H. 20. 1935.

Siedek, P.: Grundbaufragen im Straßenbau. (Dammverdichtung, Setzungen von Bauwerken, Hinterpackung von Widerlagern, Auskoffern, Frosthebungen). — Die Straße, **2**, H. 4. 1935.

* Singer, M.: Der Baugrund. — J. Springer, Wien 1932.

Statens Järnvägars Geotekniska Kommission 1914—1922: Sluttetänkande argiret till kongl. Tärnvägsstyrelsen den 13. Maj 1922.

Stiny, J.: Grundsätzliches über den Baugrund. — Geologie u. Bauwesen, **2**, S. 217. 1930/1931.

— : Geologie und Bauen im Hochgebirge. — Geologie u. Bauwesen, **6**. 1934.

Syffert, O.: Beitrag zur Erforschung der Frostbeulen, Frostblähungen und Auffaltungen in der Straßendecke. — Der Straßenbau, **25**, H. 1—3. 1934.

— : Die Entstehung und Verhütung der Frostbeulen in der Straßendecke. — Der Straßenbau, **25**, H. 13, 14. 1934.

Taber, St.: Frost Heave. — Journal of Geology, Vol. 37, Nr. 5. July—August 1929.

* Terzaghi: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. — Wien 1925.

— : Bodenuntersuchungen für Straßenbauzwecke. — Der Bauingenieur, **15**, Heft 15/16. 1934. Eingehende Schilderung der amerikanischen Untersuchungen. Angabe neuer amerikanischer Literatur.

Todt, Fr.: Fehlerquellen beim Bau von Landstraßendecken aus Teer und Asphalt. — M. Boerner, Halle a. S., 1932.

Vespermann: Die Entwicklung und Organisation technischer Zentralstellen für Straßenbau in den wichtigsten Kulturländern. — Der Straßenbau, **24**, S. 161. 1933.

Wasmund, E.: Erfahrungen bei Dammbauten auf Unterwasserböden in Ostholstein. — Geologie u. Bauwesen, **5**, H. 3, S. 129—164. 1933.

Wegenstein, M.: Einwandfreie Bodenaufschlüsse durch die Bohrpfahl-Sondierung. — Schweizer. Bauzeitung, **101**, Nr. 22. 3. 6. 1933.

* Willmann und Wegele: Erdrutschungen. — In: Handb. d. Ingenieurwiss., II, T. I, Bd. II. 1905.

Wilser, J. L.: Heutige Bewegungen der Erdkruste erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheingebiet. — 1929.

Zeller: Bahnbau im Rutschgebiet. — Die Bautechnik, S. 599. 1924.

Verfahren zur Verhütung der Frosthebung. — Die Straße, H. 8, S. 248. 1934.

Dammschüttungen für „Autobahnen" im allgemeinen und im besonderen über Moorstrecken. — Die Autobahn, Nr. 3, S. 114. 1934.

Urschrift eingegangen am 1. Juni 1935
Druckauftrag erteilt am 28. November 1935

Ueber einige moderne bodenphysikalische Untersuchungen für Baugrundfragen*)

Von R. Köhler.

Inhalt

Seite

I. Probenahme 169
II. Mechanische Analyse 170
III. Wasserdurchlässigkeit 176
IV. Kapillare Steighöhe 179
V. Zusammendrückbarkeit 183
VI. Standfestigkeit 186

Bei seinen Beratungen für den Straßenbau muß der Geologe die bautechnisch wichtigen Eigenschaften der Gesteine und Böden einigermaßen beurteilen können. Außer der allgemeinen geologischen Beurteilung wird heute eine weitergehende bodenphysikalische Untersuchung und zahlenmäßige Festlegung dieser Eigenschaften für die Zwecke des Bauingenieurs in vielen Fällen als Ergänzung der geologischen Untersuchungen notwendig sein.

Der Zweck der vorliegenden Arbeit soll lediglich der sein, dem praktisch tätigen Geologen, der sich mit den Fragen des Straßenbaues oder aber mit Baugrundfragen im allgemeinen befaßt, einmal im Zusammenhang einen gewissen Überblick über die wichtigsten Untersuchungsmethoden zu geben, die heute zur Beantwortung vieler Fragen der Baugrundforschung herangezogen werden. Es soll kurz darauf eingegangen werden wie man diese Untersuchungen durchführt, und was man aus den Ergebnissen herauszulesen vermag. Zur Erläuterung der einzelnen Untersuchungsmethoden werden zum größten Teil eigene Versuche angeführt, gelegentlich wird aber auch auf Beispiele der maßgebenden Literatur, die am Schluß der Arbeit ausführlich gegeben wird, zurückgegriffen. Wesentlich neue Gesichtspunkte wird man somit hier nicht erwarten können. Während Dienemann in seiner gleichfalls in diesem Jahrbuch veröffentlichten Arbeit sich im wesentlichen auf die beim Straßenbau wichtigsten geologischen Fragen beschränkte, erscheint es mir zweckmäßig, das vorliegende Thema etwas allgemeiner zu halten. Denn was für die Beurteilung eines Bodens als Baugrund im allgemeinen wichtig ist, wird im besonderen auch für den Straßenbau zutreffen. Unterschiede werden nur dadurch bedingt sein, daß in dem einen Fall die eine oder die andere Untersuchung weniger ins

*) Nach einem Vortrag, gehalten in der wissenschaftlichen Sitzung der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 12. April 1935.

Gewicht fallen wird, bzw. ganz wegfallen kann, während ihr im anderen Fall ausschlaggebende Bedeutung zukommt. Je nach der Problemstellung, den jeweiligen lokalen Verhältnissen und der Art der zu untersuchenden Böden wird man dann die zweckmäßigsten Untersuchungen wählen.

I. Die Probenahme

Bevor die einzelnen Untersuchungsmethoden besprochen werden, soll zunächst kurz auf die Probenahme eingegangen werden. Wir müssen hier zunächst einmal unterscheiden zwischen gestörten und ungestörten oder gewachsenen Bodenproben. Während für bodenkundliche Untersuchungen zumeist gestörte Proben Verwendung finden, sind in der Baugrundforschung, wenn es sich um Setzungserscheinungen des Untergrundes, um die Standfestigkeit von Dämmen und Einschnitten, die Bestimmung der Lagerungsdichte und des natürlichen Wassergehaltes handelt, unbedingt ungestörte Proben, und zwar in genügender Menge von etwa 3 kg notwendig. Die Entnahme im Gelände erfolgt, abgesehen von freiliegenden, anstehenden Materialien, entweder aus Schürfgruben oder aus Bohrlöchern. Wenn irgend möglich wird man zu einer einwandfreien Entnahme einen Schurf anlegen. Dies hat den großen Vorteil, daß man hierbei gleichzeitig die gesamten Lagerungsverhältnisse studieren kann. Die Probenahme an den Wandungen oder am Fuße des Schurfgrabens geschieht mit Hilfe von Messinghülsen, die mit einer Stahlschneide oder aber mit einem angeschärften Rand versehen sind. Der Messingzylinder wird von Hand, oder, wenn dies nicht gelingt, nach Aufsetzen einer Schlaghaube durch Schlagen mit einem Holzhammer allmählich vollkommen in den Boden eingedrückt (vgl. L. Casagrande). Zum Entweichen der Luft besitzt die Haube eine Öffnung. Man gräbt dann den Boden rings herum ab und legt so den mit der ungestörten Probe gefüllten Messingzylinder frei. Mittels einer Kelle oder eines Bleches unterfängt man den Zylinder und hebt ihn ab. Überschüssiger Boden wird abgeschnitten und nach Auflegen passender Pappscheiben der Boden beiderseitig mit Paraffin übergossen, so daß eine dichte und eng anschließende Paraffindecke von etwa 1 cm entsteht. Dann setzt man die Deckel auf und überklebt die Fugen noch mit einem Streifen Leukoplast. Das Ganze ist nunmehr versandfertig, eine Veränderung der Struktur und des Wassergehaltes ist normalerweise nicht mehr zu befürchten.

Bei stark tonigen Böden vereinfacht sich die Entnahme. Man kann einfach einen größeren Würfel von 15—20 cm Kantenlänge ausschneiden, den man allseitig paraffiniert und mit wasserundurchlässigem Papier umwickelt. Dies Paket bringt man dann in einer Kiste mit Holzwolle und dickem Wellpapier zum Versand.

Schwieriger gestaltet sich die Entnahme, wenn es sich bei größeren Bauprojekten um die Untersuchung des tieferen Untergrundes handelt. Die Entnahme ungestörter Bodenproben geht dann so vor sich, daß man sich zunächst ein genügend weites Bohrloch herstellt. An das Bohrgestänge werden dann sogenannte Bodenstanzen, wie sie von J. Ehrenberg, A. Casagrande, Olssen und anderen konstruiert wurden, befestigt. Es genügt, die von Ehrenberg in der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau angegebene Bodenstanze kurz zu skizzieren. Diese Bodenstanze hat sich zur Entnahme

ungestörter Proben bis zu einer Tiefe von 25 m bewährt. Die im Bohrrohr befindliche Stanze wird durch Rammen in den Boden eingeschlagen. In einem äußeren Stahlmantel mit auswechselbarer Schneide sitzt eine zweiteilige Messinghülse von 10 cm lichter Weite und 50—60 cm Länge, die zur Aufnahme des Bodens dient. Beim Einführen ist das untere Ende durch einen dicht anschließenden Kolben verschlossen. Beim Auftreffen auf den festen Untergrund wird eine Festhaltevorrichtung gelöst, der Kolben verschiebt sich entsprechend der Tiefe des Eindringens der Stanze in den Untergrund nach oben. Beim Herausnehmen der Stanze und beim Abreißen wird die Bodenprobe im Messingzylinder festgehalten, da sich der Kolben durch eine sinnvolle Federung selbsttätig in jeder Lage festspreizt. Nach dem Herausnehmen wird die Messinghülse durch einen Ring zusammengehalten, die beiden freien Enden eventuell paraffiniert, mit Deckeln verschlossen und die Fugen mit Leukoplast verklebt.

Es muß noch hinzugefügt werden, daß die erwähnten Methoden nur die Entnahme ungestörter Proben bindiger Böden gestatten. Man hat leider noch keine Möglichkeit, kohäsionslose Böden, wie reine Sande oder reine Schluffe, in ungestörter Lagerung zu entnehmen. Man arbeitet wohl jetzt daran, z. B. bei der geschilderten Bodenstanze im Falle von Sanden die Grundfläche nach dem Füllen des Messingzylinders durch Einführen von Chemikalien (Wasserglaslösung + $CaCl_2$ oder $MgCl_2$) zu verfestigen, so daß die Proben beim Herausziehen nicht herausrutschen können. Eine vollkommen ungestörte Lagerung des Materials ist aber hierdurch nicht immer gewährleistet. Genügen für bestimmte erdbaumechanische Untersuchungen gestörte Proben, so wird es vorteilhaft sein, auch von diesen eine kleinere Probe (50—100 g) so zu entnehmen und zu verpacken, daß wenigstens eine Bestimmung des natürlichen Wassergehaltes, eventuell auch des Raumgewichtes durchgeführt werden kann. Als ausreichend dürften sich hierzu kleinere Metallbüchsen bzw. Glasgefäße mit verschraubbarem Deckel erweisen.

Erwähnt sei noch, daß man in der Bodenkunde den Wassergehalt in Prozent des Gesamtbodens angibt. In der Erdbaumechanik ist es dagegen üblich, alle Angaben des Wassergehaltes in Prozent des bei 105° getrockneten Bodens zu beziehen. Um keine Verwirrung hervorzurufen, gibt man besser beide Wassergehalte nebeneinander an, % H_2O zur Totalsubstanz und % H_2O zur Trockensubstanz.

II. Mechanische Analyse

Eine der ersten und wichtigsten Untersuchungen bei Baugrundfragen im allgemeinen und beim Straßenbau im besonderen wird stets die mechanische Analyse sein. Ihre Ergebnisse liefern uns ein Bild von der Korngrößenzusammensetzung des Bodens. Wenn gleich vorausgeschickt wird, daß z. B. die Kapillarität und die Wasserdurchlässigkeit in hohem Maße vom Dispersitätsgrad abhängig sind, wird man ersehen, wie notwendig es ist, möglichst zuverlässige Zahlenwerte zu erlangen. Hinzu kommt, daß man bei den zuweilen leider sehr kurz befristeten Untersuchungen aus den Ergebnissen der mechanischen Analyse bei gewisser Erfahrung schon viel herauszulesen vermag.

Von nicht zu unterschätzender Bedeutung auf das Ergebnis der mechanischen Analyse ist einmal die Verwendung einer guten Durchschnittsprobe — arbeiten wir doch für jede Untersuchung mit relativ geringen Mengen von 10—25 g —, das andere Mal die Vorbehandlung oder Aufbereitung der Probe. Da man namentlich in der Baugrundforschung, aber auch zum größten Teil in der Bodenkunde den Dispersitätszustand des Bodens seinem natürlichen Vorkommen entsprechend kennen lernen will, sehen wir in unserem Laboratorium i. a. bei der Aufbereitung von der Verwendung chemischer Agentien ab. Mit anderen Worten, wir sehen zum Beispiel den vorhandenen kohlensauren Kalk als einen Bestandteil des Bodens an und entfernen denselben vor der mechanischen Analyse nicht durch Salzsäure, zerstören aus dem gleichen Grunde auch den Humus nicht durch Behandlung mit Wasserstoffsuperoxyd. Auch die vorhandenen löslichen Salze, die zumeist eine koagulierende Wirkung auf die feineren Anteile des Bodens ausüben, schalten wir deshalb nicht aus.

In mehreren Arbeiten von Loebe und Köhler wurden sowohl die verschiedenen Arten der Aufbereitung der Bodenproben als auch verschiedene Methoden der mechanischen Analyse ausführlich behandelt. Auf Grund dieser Untersuchungen weichen wir im hiesigen Laboratorium den lufttrockenen Feinboden unter 2 mm — die gröberen Bestandteile werden auch für alle übrigen Untersuchungen durch Absieben ausgeschaltet —, zunächst 24 Stunden in dest. Wasser und kochen alsdann 2 Stunden. Ersetzt man das zweistündige Kochen durch ein mehrstündiges Schütteln in einer Schüttelmaschine, so ergibt sich i. a. eine gleich gute Aufbereitung, d. h. Aufteilung gröberer Komplexe und Ablösen an größeren Mineralteilchen anhaftender Tonteilchen. Es wird aber Fälle geben, z. B. bei sehr fetten Tonen, bei denen man einem vorsichtigen Verreiben mit einem weichen Gummipistill nach dem Kochen nicht entraten kann. Daß mechanische Analysen von Böden, die einen höheren Humusgehalt aufweisen, nur bedingten Wert haben, ist verständlich.

Allen Methoden zur Bestimmung des Dispersitätszustandes liegt das Gesetz von Stokes

$$W = 6\pi \cdot \eta \cdot v \cdot r$$

zugrunde, worin bedeuten:

r = Radius der Kugel (cm)
w = Widerstand ($g \cdot cm \cdot sec^{-2}$)
η = innere Reibung des Dispersionsmittels ($g \cdot cm^{-1} \cdot sec^{-1}$)
v = Geschwindigkeit der Kugel $cm \cdot sec^{-1}$)

Die Berechnung der Fallgeschwindigkeiten disperser Teilchen im Dispersionsmittel Wasser geht von der Voraussetzung aus, daß alle Teilchen Kugelgestalt haben und von gleichem spezifischen Gewicht sind. Da diese Forderungen in derart polydispersen Systemen, wie wir sie im Boden vorliegen haben, niemals auch nur annähernd erfüllt sind, werden bei der Zerlegung in verschiedene Kornklassen immer nur die sogenannten äquivalenten Korngrößen oder Teilchen gleichen hydraulischen Wertes erfaßt.

Zur mechanischen Analyse selbst sei bemerkt, daß für gröbere Zerteilungen die Spül- oder Schlämmethoden von Schöne oder Kopecky mit anschließender Trockensiebung der Anteile über 0,1 mm zur Verwendung gelangen. Die Anteile unter 10 μ erscheinen als Differenz gegen 100%.

Für feinere Dispersionen muß man Sedimentationsmethoden anwenden und ermittelt so bei lehmigen und tonigen Böden die Anteile von 50 — 2 μ herab nach der Pipettmethode von Köhn. Durch anschließende Naßsiebung erhält man aus gleicher Probe die Fraktionen über 100 μ, die Anteile 100—50 μ ergeben sich dann als Diffirenz gegen 100%. Diese Bestimmung aller Fraktionen aus einer Einwage (i. a. 20 g) erscheint mir als die z. Z. für unsere Zwecke brauchbarste. Spülmethoden wird man dann nur noch anwenden, wenn es sich um sandige Böden handelt, bzw. wenn eine weitere Unterteilung der feineren Anteile nicht notwendig erscheint, eine Naßsiebung allein aber nicht ausreichend sein sollte. Zu erwähnen ist noch eine ganz moderne Methode der Korngrößenbestimmung in Böden, die in Amerika von A. Casagrande ausgebaut wurde und heute vielfach in Erdbaulaboratorien angewandt wird. Die Abnahme der Dichte der Bodensuspension während der Sedimentation wird durch Spindeln mit Hilfe eines geeichten Aräometers verfolgt. Die nach bestimmten Zeitintervallen abgelesene Dichte wird in Nomogramme eingetragen, aus denen man dann die einzelnen Fraktionen beliebig begrenzt ablesen kann. Die Aräometermethode ist der Pipettmethode nach Köhn durchaus wesensgleich, auch hinsichtlich des Meßbereiches von etwa 70 — 2 μ. Man arbeitet hierbei mit etwas stärkeren Konzentrationen und vermeidet vor allem das mehrfache Abpipettieren, Abdampfen und Wägen.

In Tabelle 1 sind die durch mechanische Analyse ermittelten Zahlenwerte einiger Böden zusammengestellt. Die Zusammenstellung zeigt einen:

	Nr. der Probe
Diluvialen Sand (Schwimmsand-Liebenwalde)	— 12 513
Löß (Dortmund-Ems-Kanal)	— 12 810
Geschiebelehm (Bl. Breslau)	— 12 406
Ton (Roter Deckton, Ostpreußen)	— 12 505

In Tabelle 1 ist die mechanische Analyse zunächst rein schematisch in die mit lateinischen Ziffern versehenen Fraktionen eingeteilt. In Anlehnung an die grundlegenden Untersuchungen von Atterberg ist auch heute noch die Einteilung nach der 2-er Grenze üblich. Verschieden und zum Teil verwirrend hierbei ist allerdings die Benennung dieser Kornklassen (Kornunterstufen: grob, mittel, fein).

Eine Bemerkung zur Benennung möchte ich mir nur zur feinsten Fraktion unter 2 μ erlauben. Das Wort Kolloidton stellt eine Verkoppelung eines nicht ganz zutreffenden Dispersitätsbegriffes mit einem gleichfalls nicht ganz zutreffenden chemisch-bodenkundlichen Begriff dar. Unter Kolloid faßt man einen bestimmten Zerteilungsgrad der Materie zusammen und spricht von kolloider Verteilung i. a. innerhalb der Grenzen von 100 — 1 μμ. Der Begriff Ton müßte die Anwesenheit feinstverteilter Quarz- und anderer Mineralteilchen in der Fraktion unter 2 μ ausschließen, was aber zumeist nicht der Fall sein dürfte. Es wäre m. E. nicht ganz abwegig, diese Anteile unter 2 μ einfach mit dem guten deutschen Wort „Feinstes“ zu bezeichnen.

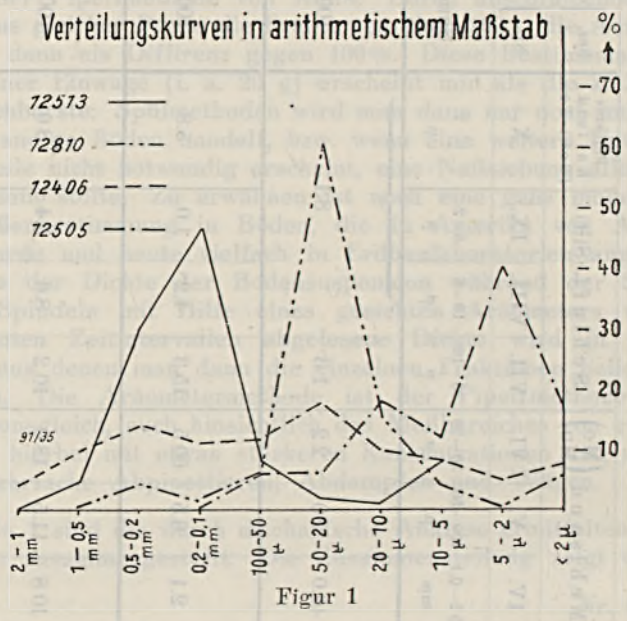
Liegen nun die mechanischen Analysen verschiedenartiger Böden nebeneinander vor, so gewährt die rein tabellarische Zusammenstellung der ermittelten Fraktionszahlen keinen guten Überblick. Der Vergleich wird jedoch

Tabelle 1

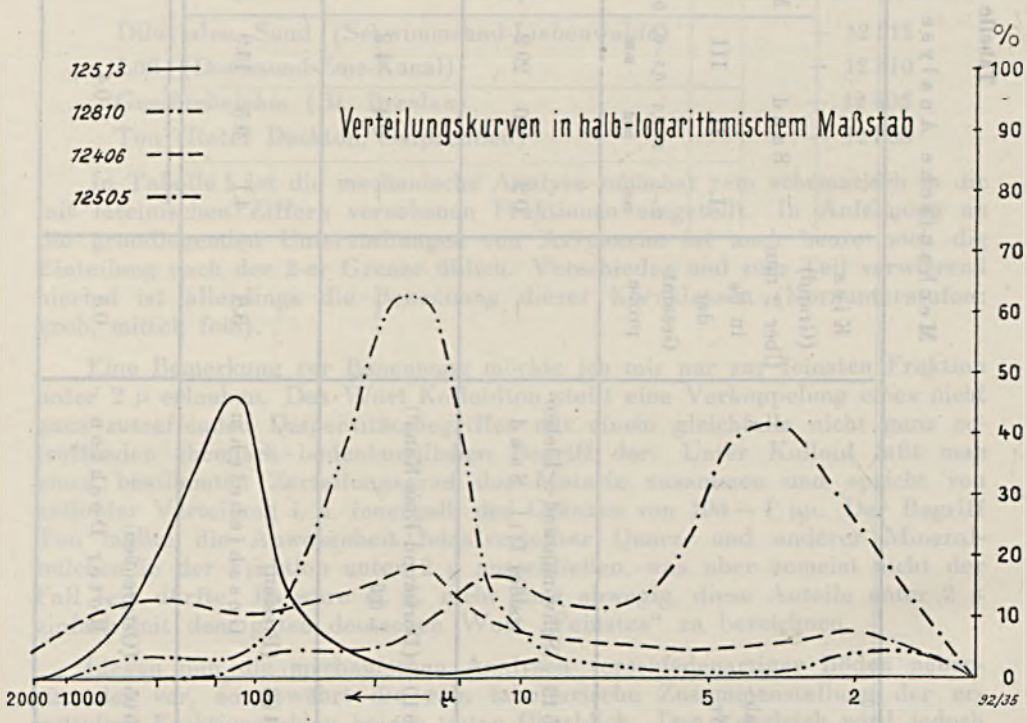
Mechanische Analyse des Gesamtbodens

Lab-Nr.		Kies (Grand) Über 2 mm in % der Gesamtprobe	In % des Bodens unter 2 mm										
			Sand			Mehlsand (Mo Mu)			Schluff (Silt)			Feinstes Kolloid-(Roh)-Ton	Bez. der Korn-Klasse
			I.	II.	III	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	Nr.
			2–1 mm	1–0,5 mm	0,5–0,2 mm	0,2–0,1 mm	100–50 µ	50–20 µ	20–10 µ	10–5 µ	5–2 µ	< 2 µ	Summa
125 13	(Schwimmsand—Liebenwalde) Dil. Sand	—	0 2	4 0	29 2	46.0	9.0	2.2	1.3	8.1			100.0
128 10	(Dortmund-Ems-Kanal) Löß	—	—	0 4	4.2	2.1	6.5	60 5	15.3	4.2	1 0	5.8	100 0
124 06	(Breslau) Geschiebelehm	3.8	4.1	9.5	13.9	10 8	11.5	18.0	10.2	8.6	5.4	8 0	100.0
125 05	(Ostpreußen) Roter Deckton	0.5	0.4				5 6	5 8	17.2	13.2	40.2	17.6	100.0

sofort wesentlich erleichtert, wenn man die graphische Darstellung zu Hilfe nimmt. In Figur 1 sind die gleichen vier Analysen, die Tabelle 1 zeigte, auf

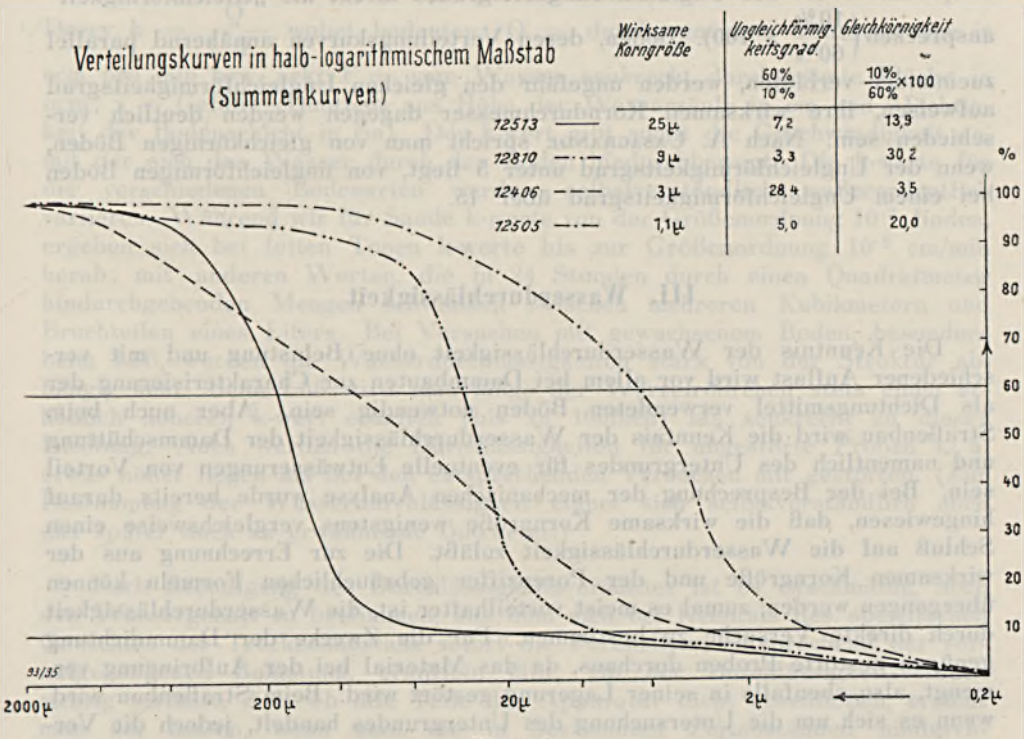


Figur 1



Figur 2

gewöhnlichem Millimeterpapier aufgetragen. Der arithmetische Maßstab hat aber den Nachteil, daß bei ihm die Ordinaten der feineren Anteile sehr nahe zusammenfallen. Die Unterschiede der verschiedenen Böden hinsichtlich ihrer Korngrößenzusammensetzung treten aber trotzdem klar hervor. Auf die Unterschiede zwischen Löß und Geschiebemergel bei dieser Darstellung haben Behr und Köhler schon in einer früheren Arbeit hingewiesen. In der vorstehenden Figur (Figur 2) sind die Kornanteile in logarithmischem Maßstabe aufgetragen. Eine halb-logarithmische Darstellung wird heute fast allgemein angewandt, da sie die besonders wichtigen feineren Gruppen auseinanderzieht und dadurch deutlicher hervortreten läßt. Verwendet man nun ein logarithmisch geteiltes Papier mit vier gleichgroßen Dekaden, so werden schließlich die gröbsten und die feinsten Anteile in derselben Kurve in gleicher Weise auseinandergezogen und in gleich übersichtlicher Weise dargestellt. Die Darstellung hier (Figur 2) gibt nur eine Charakteristik des Bodens hinsichtlich seiner Dispersität, die Kurve stellt nicht die Verbindung der für die einzelnen Kornunterstufen ermittelten Zahlenwerte dar. Die häufigste Darstellung einer mechanischen Analyse in der Baugrundforschung zeigt Figur 3.



Figur 3

Beginnend mit den jeweils feinsten Anteilen erhält man durch einfache Addition der nächst gröberen Fraktion die sogenannte Summenkurve, gleichfalls in halb-logarithmischer Darstellung. Die Unterschiede der einzelnen Bodenarten kommen recht wirksam zum Ausdruck. Jeder Punkt der Kurve gibt sofort die betreffenden Anteile unter bzw. über an.

Parallel zur Abszisse ist in Figur 3 durch 10% eine Linie gezogen, die die einzelnen Kurven in verschiedenen Punkten schneidet. Die Schnittpunkte ergeben den „wirksamen Korndurchmesser", eine rein empirische Größe, die ungefähr folgendermaßen definiert werden kann: Ein polydisperses Gemenge mit einem wirksamen Korndurchmesser von zum Beispiel 20 μ wird ungefähr die gleiche Wasserdurchlässigkeit besitzen wie ein nur aus 20 μ-Anteilen bestehendes homogenes Gemenge. Die wirksame Korngröße läßt auch einen Schluß auf die Kohäsion bindiger Böden zu; je kleiner der wirksame Korndurchmesser, um so größer ist die Kohäsion oder Haftfestigkeit. Nach v. Terzaghi läßt sich bei Sanden aus der wirksamen Korngröße die Wasserdurchlässigkeit direkt berechnen.

Bildet man den Quotienten aus den Schnittpunkten der beiden Parallelen zur Abszisse durch 60% und durch 10%, so erhält man den „Ungleichförmigkeitsgrad" $\left(\frac{60\%}{10\%}\right)$. Die Steilheit der Verteilungskurve (Summenkurve) ist ein Maß für die Gleichkörnigkeit des Materials. Man kann deshalb den reziproken Wert des Ungleichförmigkeitsgrades direkt als „Gleichkörnigkeit" ansprechen $\left(\frac{10\%}{60\%} \times 100\right)$. Böden, deren Verteilungskurven annähernd parallel zueinander verlaufen, werden ungefähr den gleichen Ungleichförmigkeitsgrad aufweisen, ihre wirksamen Korndurchmesser dagegen werden deutlich verschieden sein. Nach A. Casagrande spricht man von gleichkörnigen Böden, wenn der Ungleichförmigkeitsgrad unter 5 liegt, von ungleichförmigen Böden bei einem Ungleichförmigkeitsgrad über 15.

III. Wasserdurchlässigkeit

Die Kenntnis der Wasserdurchlässigkeit ohne Belastung und mit verschiedener Auflast wird vor allem bei Dammbauten zur Charakterisierung der als Dichtungsmittel verwendeten Böden notwendig sein. Aber auch beim Straßenbau wird die Kenntnis der Wasserdurchlässigkeit der Dammschüttung und namentlich des Untergrundes für eventuelle Entwässerungen von Vorteil sein. Bei der Besprechung der mechanischen Analyse wurde bereits darauf hingewiesen, daß die wirksame Korngröße wenigstens vergleichsweise einen Schluß auf die Wasserdurchlässigkeit zuläßt. Die zur Errechnung aus der wirksamen Korngröße und der Porenziffer gebräuchlichen Formeln können übergangen werden, zumal es meist vorteilhafter ist, die Wasserdurchlässigkeit durch direkte Versuche zu bestimmen. Für die Zwecke der Dammdichtung genügen gestörte Proben durchaus, da das Material bei der Aufbringung vermengt, also ebenfalls in seiner Lagerung gestört wird. Beim Straßenbau wird, wenn es sich um die Untersuchung des Untergrundes handelt, jedoch die Verwendung ungestörter Proben zweckentsprechender sein.

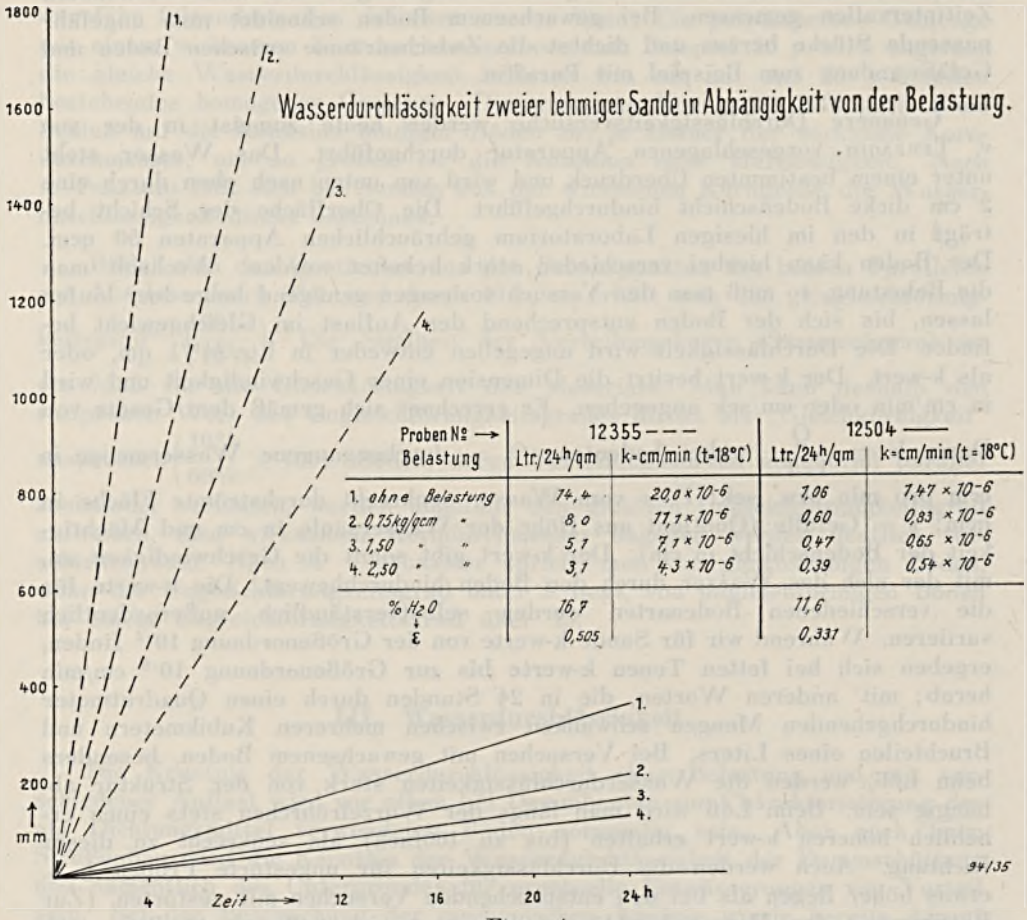
Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit kann man eine sehr einfache Methode anwenden. In einem Glasrohr bekannten Durchmessers lagert auf einer Kies-Sandschicht bzw. auf einer Glas- oder Porzellanfilterplatte eine Bodenschicht von bestimmter Höhe. Über dem Boden befindet sich nochmals Sand, wodurch Aufwirbelungen der obersten Bodenschicht verhindert werden.

Die Höhe der Wassersäule kann durch Ansetzen von Glasröhren, die zu höher gelegenen Niveaugefäßen führen, variiert werden. Das hindurchgelaufene Wasser wird in Meßzylinder aufgefangen und nach bestimmten Zeitintervallen gemessen. Bei gewachsenem Boden schneidet man ungefähr passende Stücke heraus und dichtet die Zwischenräume zwischen Boden und Gefäßwandung zum Beispiel mit Paraffin.

Genauere Durchlässigkeitsversuche werden heute zumeist in der von v. Terzaghi vorgeschlagenen Apparatur durchgeführt. Das Wasser steht unter einem bestimmten Überdruck und wird von unten nach oben durch eine 2 cm dicke Bodenschicht hindurchgeführt. Die Oberfläche der Schicht beträgt in den im hiesigen Laboratorium gebräuchlichen Apparaten 50 qcm. Der Boden kann hierbei verschieden stark belastet werden. Wechselt man die Belastung, so muß man den Versuch sozusagen genügend lange leer laufen lassen, bis sich der Boden entsprechend der Auflast im Gleichgewicht befindet. Die Durchlässigkeit wird angegeben entweder in Ltr/24^h/1 qm, oder als k-wert. Der k-wert besitzt die Dimension einer Geschwindigkeit und wird in cm/min oder cm/sek angegeben. Er errechnet sich gemäß dem Gesetz von Darcy $k = \frac{Q}{i \cdot F}$, wobei bedeuten: Q = durchgegangene Wassermenge in ccm pro min bzw. sek; F = vom Wasser senkrecht durchströmte Fläche in qcm; i = Gefälle (Quotient aus Höhe der Wassersäule in cm und Mächtigkeit der Bodenschicht in cm). Der k-wert gibt somit die Geschwindigkeit an, mit der sich das Wasser durch den Boden hindurchbewegt. Die k-werte für die verschiedenen Bodenarten werden selbstverständlich außerordentlich variieren. Während wir für Sande k-werte von der Größenordnung 10^{-2} finden, ergeben sich bei fetten Tonen k-werte bis zur Größenordnung 10^{-8} cm/min herab; mit anderen Worten, die in 24 Stunden durch einen Quadratmeter hindurchgehenden Mengen schwanken zwischen mehreren Kubikmetern und Bruchteilen eines Liters. Bei Versuchen mit gewachsenem Boden, besonders beim Löß, werden die Wasserdurchlässigkeiten stark von der Struktur abhängig sein. Beim Löß wird man längs der Wurzelröhrchen stets einen erheblich höheren k-wert erhalten (bis zu 100fach) als senkrecht zu dieser Richtung. Auch werden die Durchlässigkeiten für ungestörte Proben i. a. etwas höher liegen als bei den entsprechenden Versuchen mit gestörten. (Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit eignet sich selbstverständlich auch das später noch zu erwähnende Ödometer.)

Nach Beendigung des Durchlässigkeitsversuches ist es zweckmäßig, noch den Wassergehalt zu bestimmen, aus dem sich bei Kenntnis des spezifischen Gewichtes der Trockensubstanz sofort die Porenziffer, entsprechend der voraufgegangenen Belastung, ermitteln läßt. Ob der Durchlässigkeitsversuch richtig verläuft, d. h. ob alle Teile der Apparatur dicht abschließen, ersieht man am besten, wenn man die in bestimmten Zeitabständen hindurchgegangenen Wassermengen graphisch darstellt. Im hiesigen Laboratorium arbeiten wir stets mit gleichbleibendem Gefälle (1 m) und beobachten den Wasserdurchtritt durch Einführen einer Luftblase in eine 2,5 m lange Glasröhre, die sich vor einer in Millimetern geteilten Skala befindet. Bei ordnungsgemäßem Verlauf des Versuches ergeben sich im graphischen Bild dann Gerade.

Aus Figur 4 sind für zwei lehmige Sande aus Ostpreußen die Durchlässigkeitskurven bei verschiedener Belastung ersichtlich. Die wirksame Korn-



Figur 4

größe (2—3 μ) und die Ungleichförmigkeitszahl (38—46) sind nahezu dieselben. Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung zeigen sich im Schluffanteil (24 zu 18%) und im Sandgehalt (26 gegenüber 4%). Zum Schluß zeigt der undurchlässigere Boden (12 504) einen geringeren Wassergehalt und entsprechend eine geringere Porenziffer ($\varepsilon = 0{,}331$), d. h. die Zusammendrückung ist bei diesem Boden bei gleicher Belastung (2,50 kg/qcm) eine größere als bei dem etwas durchlässigeren Boden. Für bindige Böden wird man als Abszisse zweckmäßiger anstatt Stunden dann Tage wählen. Trotz des hier vorliegenden Falles praktisch gleicher wirksamer Korndurchmesser sind die Durchlässigkeiten deutlich verschieden (etwa 10fach). Die Abweichungen lassen sich aber aus der mechanischen Analyse restlos klären. Ein Hinweis dafür, daß man sich nur ausnahmsweise auf den wirksamen Korndurchmesser allein als Anhalt für die Wasserdurchlässigkeit verlassen sollte.

IV. Kapillare Steighöhe

Ein weiterer Faktor zur Kennzeichnung eines Bodens in erdbaumechanischer Hinsicht ist sein kapillares Verhalten. Die Kapillarität, die man zahlenmäßig i. a. durch die kapillare Steighöhe erfaßt, ist wesentlich bedingt durch die Korngrößenzusammensetzung und durch die Wasserdurchlässigkeit. Der Boden stellt bekanntlich ein sehr verschiedenartig zusammengesetztes mehrphasisches System dar, bestehend aus polydispersen Festteilchen, aus Wasser und aus Luft. Erwähnt sei hier gleich, daß man das Verhältnis des Hohlraumvolumens (Wasser + Luft) zum Volumen der Festmasse als Porenziffer (ε) bezeichnet; das Porenvolumen (n) ist dann der Quotient aus Hohlraumvolumen und Gesamtvolumen.

Es ist nun zwar möglich, die kapillare Steighöhe zum Beispiel aus der Porenziffer, der wirksamen Korngröße und der Wasserdurchlässigkeit zu errechnen. Für die Praxis wird aber auch hier wieder dem Experiment der Vorzug zu geben sein.

Bringt man die untere Fläche einer Bodenschicht mit Wasser in Berührung, so wird infolge des Kapillardruckes, der Saugwirkung enger Kapillaren, das Wasser in der Bodenschicht allmählich in die Höhe steigen. Der Endpunkt des kapillaren Wasseranstiegs, mit anderen Worten die kapillare Steighöhe, wird dann erreicht sein, wenn die Oberflächenspannung des Wassers durch die Schwerkraft der gehobenen Wassersäule ausgeglichen ist. Rein theoretisch müssen wir bei der Kapillarität zwei gegeneinander wirkende Kräfte unterscheiden. Die Kapillarität wird um so größer sein, je kleiner die Kapillaren sind, d. h. je feiner die Zerteilung des Bodens ist. Andererseits wissen wir aber, daß mit der Feinheit der Kornzusammensetzung die Wasserdurchlässigkeit sehr stark abnimmt. Diese Überlegungen führen schon dazu, daß man von den grobkörnigen und damit grobkapillaren Sanden mit großer Wasserdurchlässigkeit fortschreitend zu den feinstkapillaren, aber schwer wasserdurchlässigen Tonen ein Optimum erreichen muß, bei dem durch das Gegeneinander-Wirken beider Kräfte praktisch die größte kapillare Steighöhe zu erwarten ist. Denn für die praktischen Belange des Straßenbaues zum Beispiel muß neben dem vielleicht erst nach vielen Monaten zu erwartenden Endpunkt des kapillaren Wasseranstiegs unbedingt die Steigegeschwindigkeit gebührend berücksichtigt werden.

Denkt man sich zum Beispiel eine Trasse über Tonschichten gelegt, so wird infolge der Wasserundurchlässigkeit dieser Schichten beim Gefrieren der kapillare Wassernachschub aus dem Grundwasser nur sehr minimal sein, das Ganze ist als ein in sich geschlossenes System zu betrachten, weshalb Tonböden durch Hochsaugen kapillaren Wassers i. a. nicht als frostgefährlich anzusprechen sind. Die hierbei im Frühjahr beim Auftauen zu beobachtenden Gleichgewichtsstörungen lassen sich wohl besser aus Quellungserscheinungen u. a. erklären. (Nach dem von A. Casagrande unter amerikanischen Bodenverhältnissen gefolgerten Ergebnissen ist ein Boden als frostgefährlich anzusehen, falls über 3% Anteile unter 0,02 mm vorliegen, bei sehr gleichkörnigen Böden mehr als 10% Anteile unter 0,02 mm.) Als besonders frostgefährlich müssen wir aber unter allen Umständen die Böden ansehen, bei denen die Anteile an der Grenze Mehlsand-Schluff stark hervortreten. Zu

diesen Bodenarten gehört somit auch der Löß. Scheidig sagt einmal wörtlich: „Die physikalischen Eigenschaften, die einerseits die große Fruchtbarkeit der Lößböden bedingen, wirken andererseits auf den Straßenbau verhängnisvoll."

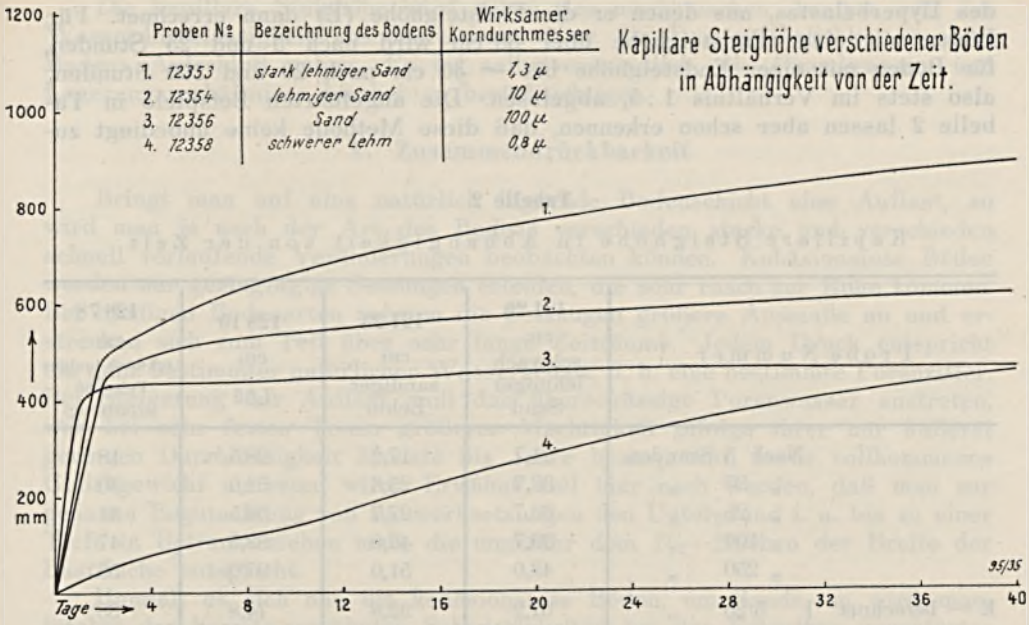
Nach Syffert und Schönleben beträgt die Steigegeschwindigkeit des kapillar gehobenen Wassers in 24 Stunden für grobkörnige Sande etwa 0,2 m, für Feinsande (0,02 mm) bis zu 1 m; nach der Seite der feinstkörnigen Schluffe und Tonböden fällt die Geschwindigkeit rasch ab und wird für Anteile des Kolloidtons unter 2 μ praktisch gleich Null.

Dies geht auch aus einer von Beskow („Der Straßenbau", 1934, H. 4; s. a. „Geologie und Bauwesen" 1934, S. 94) gegebenen graphischen Darstellung der Abhängigkeit des kapillaren Wasseraufsaugevermögens von der Kornverteilung bei verschiedenen Grundwasserhöhen deutlich hervor. Die Kapillarwirkung ist einmal abhängig von der Höhe des Grundwasserspiegels, je höher der Grundwasserspiegel liegt, um so größer wird der Einfluß der Kapillarität. Das andere Mal lassen die Kurven klar erkennen, daß man stets mit den größten Kapillarwirkungen rechnen muß, wenn die Anteile zwischen etwa 50—10 μ (Grobschluff-Feinmo) stark hervortreten.

Die experimentelle Ermittlung der kapillaren Steighöhe ist für Sande und sandige Böden zumeist recht einfach. Bei Tonen ist die experimentelle Frage allerdings noch nicht restlos geklärt. In ein Glasrohr von etwa 2 cm lichter Weite und 1—1,5 m Höhe wird lufttrockener Feinboden unter 2 mm portionsweise eingefüllt. Das untere Ende ist durch feine Seidengaze abgeschlossen. Durch leichtes Aufklopfen in bestimmten Abständen versucht man eine möglichst gleichmäßige Lagerung zu erzielen. Es wird sich aber nicht vermeiden lassen, daß auch bei Schräghaltung während des Einfüllens schon eine gewisse Separation eintritt. Nach Einstellen des Glasrohres in Wasser beobachtet man das Ansteigen des Wassermeniskus. Ein weiterer Versuchsfehler ergibt sich dadurch, daß man die Grenze zwischen der Zone des geschlossenen und des offenen Kapillarwassers meist nicht genau erkennen kann. Das geschlossene Kapillarwasser ist vollkommen luftfrei, alle Kapillaren sind restlos mit Wasser gefüllt. Bei nur kapillarer Durchfeuchtung, also beim offenen Kapillarwasser sind die Poren noch teilweise mit Luft angefüllt, nur die jeweils feineren Kapillaren enthalten Wasser (Beskow: untere und obere Grenze der Kapillarität). Schwankungen der Temperatur und Veränderungen in der Lagerungsdichte werden sich weniger auf den Endpunkt der kapillaren Steighöhe als auf die Geschwindigkeit des Wasseranstiegs bemerkbar machen.

Die Ablesungen des Wasseranstiegs erfolgen nun verschiedentlich. Man liest zum Beispiel stündlich oder täglich ab bis zum Endpunkt. Dies wird sich aber i. a. nur bei Sanden und mittelkörnigen Böden, bei denen in nicht allzu langer Zeit ein Gleichgewichtszustand erreicht wird, durchführen lassen.

In Figur 5 ist an vier verschiedenen Böden der Verlauf des kapillaren Wasseranstiegs in Abhängigkeit von der Zeit graphisch wiedergegeben. Das Beispiel des Sandes (Kurve 3) zeigt, daß der Endpunkt des kapillaren Wasser-



Figur 5

anstiegs praktisch nach einem Tag erreicht wird, die Endsteighöhe selbst ist verhältnismäßig gering. Ganz anders ist der Kurvenverlauf beim Ton (Kurve 4). Infolge der nur sehr geringen Wasserdurchlässigkeit geht der Wasseranstieg nur langsam vonstatten, nach 40 Tagen entspricht die Höhe des Wasserspiegels ungefähr derjenigen, die beim Sand schon innerhalb eines Tages erreicht wurde. Der Kurvenverlauf läßt aber erkennen, daß auch nach 40 Tagen die Tendenz des Wasseranstiegs noch die gleiche wie zu Beginn ist, m. a. W., das kapillare Steigen des Wassers wird noch längere Zeit weiter gehen, ein Endpunkt in Beziehung auf Höhe und Zeit ist nicht ohne weiteres abzusehen. Die beiden übrigen Kurven (1 und 2) zeigen lehmige Sande. Der sandige Charakter macht sich in einem zunächst raschen Ansteigen des Wassers bemerkbar; infolge der außerdem vorhandenen feineren Anteile gleicht sich der Kurvenverlauf aber sehr bald demjenigen des Tones (Kurve 4) an, d. h. das kapillare Steigen des Wassers bis zum Endpunkt wird sich noch über einen längeren Zeitraum erstrecken. Je größer der Gehalt an feineren Anteilen ist, wie sich aus dem kleineren wirksamen Korndurchmesser des lehmigen Sandes 1 gegenüber 2 ergibt, desto stärker tritt der Charakter der normalen Tonkurve vom zweiten Tage ab hervor.

Bergrat Nahnsen, der mit Schwimmsanden zahlreiche Versuche durchführte, begnügt sich mit der nach 24 Stunden erreichten Höhe des kapillaren Wasseranstiegs und bezeichnet diese Ablesung in Zentimetern direkt als Kapillarwert. Bei grob- bis mittelkörnigen Sanden mit wenig feinsten Anteilen ist dieses abgekürzte Verfahren sicherlich durchaus genügend.

Alten geht davon aus, daß der Verlauf des kapillaren Wasseranstiegs gemäß einer Hyperbelgleichung vor sich geht und bestimmt daher 2 Punkte

des Hyperbelastes, aus denen er die Endsteighöhe (E) dann errechnet. Für Böden mit einer Endsteighöhe über 30 cm wird nach 5 und 25 Stunden, für Böden mit einer Endsteighöhe bis — 30 cm nach 20 und 100 Stunden, also stets im Verhältnis 1 : 5, abgelesen. Die angeführten Beispiele in Tabelle 2 lassen aber schon erkennen, daß diese Methode keine unbedingt zu-

Tabelle 2

Kapillare Steighöhe in Abhängigkeit von der Zeit

Probe Nummer		121 20 cm schwach lehmiger Sand	121 23 cm sandiger Lehm	128 10 cm Löß	128 78 cm schwach toniger Feinsand (schluffartig)
Nach 5 Stunden		24,7	17,2	28,5	18
„ 20 „		32,7	25,6	52,0	30
„ 25 „		33,7	27,7	56,5	31
„ 100 „		39,7	46,0	88,5	47
„ 250 „		43,0	51,0	97*)	55
E — berechnet nach Alten aus:	5/25 „	37,2	32,8	74,8	38
	20/100 „	42,0	47,2	107,2	54,6
Nach Beskow:		84,0	700	287	190

*) nach 35 Tagen = 130 cm gemessen

verlässigen Resultate ergibt, namentlich, wenn man das Ansteigen des Wassers über 100 Stunden hinaus weiter beobachtet. Man muß sich allerdings vor Augen halten, daß es sich nicht um chemische Analysen, sondern um Bodenuntersuchungen handelt, und derselbe Boden sich in natürlicher Lagerung noch wieder anders verhält.

Neuerdings wird bei Baugrunduntersuchungen vielfach ein von Beskow angegebenes Verfahren angewandt. Nach Beskow ist der Kapillardruck direkt ein Maß für die kapillare Steighöhe. Der Kapillardruck wird nun durch schrittweise Vergrößerung des Wasserunterdruckes mehr und mehr ausgeglichen. Die Höhe des Wasserunterdruckes in Zentimetern, die zur Überwindung des Kapillardruckes notwendig ist, wird als kapillare Steighöhe angegeben. Ersetzt man die Wassersäule durch das spezifisch schwerere Quecksilber, so wird die Differenz des Unterdruckes um den 13,6fachen Wert verkürzt. Ohne Anwendung von Druckluft wird dieser Methode durch die Gegenwirkung des äußeren Luftdruckes bei etwa 9,5 m eine Grenze gesetzt. Das Verfahren vernachlässigt aber u. a. vor allem den Einfluß der Zeit. Die hinreichende Genauigkeit bei sandigeren Materialien und vor allem die Möglichkeit des raschen Arbeitens hat dieser Methode zur Anwendung in vielen Erdbaulaboratorien verholfen.

Die kapillare Steighöhe wird neben der mechanischen Analyse und der Wasserdurchlässigkeit uns hinreichend über die Frostgefährlichkeit [1]) eines Bodens Aufschluß geben. Es ist selbstverständlich, die Grundwasser- und Lagerungsverhältnisse hierbei zu berücksichtigen.

V. Zusammendrückbarkeit

Bringt man auf eine natürlich lagernde Bodenschicht eine Auflast, so wird man je nach der Art des Bodens verschieden starke und verschieden schnell verlaufende Veränderungen beobachten können. Kohäsionslose Böden werden nur geringfügige Setzungen erleiden, die sehr rasch zur Ruhe kommen. Bei bindigen Bodenarten nehmen die Setzungen größere Ausmaße an und erstrecken sich zum Teil über sehr lange Zeiträume. Jedem Druck entspricht ein ganz bestimmter natürlicher Wassergehalt, d. h. eine bestimmte Porenziffer. Bei Steigerung der Auflast muß das überschüssige Porenwasser austreten, was bei sehr fetten Tonen größerer Mächtigkeit infolge ihrer nur äußerst geringen Durchlässigkeit Monate bis Jahre beansprucht, bevor vollkommenes Gleichgewicht eintreten wird. Erwähnt soll hier noch werden, daß man zur genauen Begutachtung von Bauwerksetzungen den Untergrund i. a. bis zu einer Tiefe in Betracht ziehen muß, die ungefähr dem $1\frac{1}{2}$—2fachen der Breite der Lastfläche entspricht.

Handelt es sich nun um kohäsionslose Böden, um Sande, so wird man, infolge der bereits erwähnten Schwierigkeiten bei der Entnahme ungestörter Proben, sich mit rel. einfachen Versuchen gestörter Proben begnügen müssen. Die Verdichtungsfähigkeit sandiger Massen errechnet sich aus der Bestimmung der Lagerungsdichte. Man ermittelt in einem Meßgefäß (Meß-, Standzylinder) zunächst das Raumgewicht einer größeren Einwage bei lockerer Lagerung (ε o), sodann nach kräftigem Rütteln, Aufklopfen auf den Boden oder Stampfen das Raumgewicht bei gerüttelter Lagerung (ε minimum). Die Verdichtungsfähigkeit $F = \frac{\varepsilon o - \varepsilon \text{ min}}{\varepsilon \text{ min}}$ beträgt für natürliche Sande etwa 0,5—0,7. (εo = 0,70—1,00; ε min = 0,45—0,65 [2]). Will man für größere Bauprojekte zuverlässigere und genauere Werte über die Zusammendrückbarkeit unterlagernder Sandschichten erlangen, so muß man Probebelastungen in größerem Umfange an Ort und Stelle vornehmen.

1) Verhinderung von Frostschäden nach Syffert und Schönleben u. a.:

1. Durch eine 20—30 cm mächtige Schicht von Kies und Grobsand, möglichst in der Nähe der Frostgrenze (0,70—1,00 m).
2. Durch eine Dichtungsschicht von bitumenhaltigen Gewebeplatten (Makadam), wodurch Ansaugen des Wassers aus dem Untergrund vermieden wird; Oberflächenwasser wird durch geringe Überhöhung der Damm-Mitte zum seitlichen Abfluß gebracht.
3. Durch beschleunigten Wasserabzug (Drainage) beim Auftauen, wodurch Schwimmen und Einbrechen von Schollen vermieden werden kann.
4. Durch Absenken des Grundwasserspiegels.

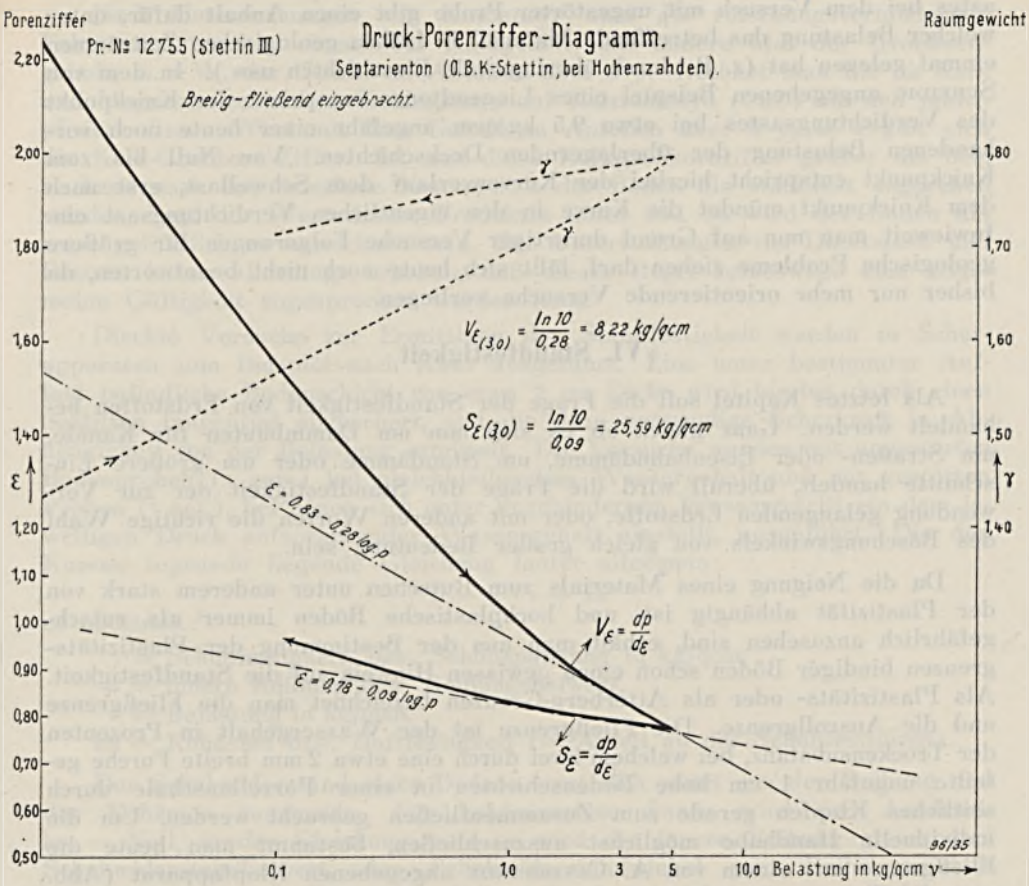
2) Eine Verfestigung loser Sande nach Joosten wird durch Einspritzen einer Kieselsäurelösung und einer Salzlösung unter Druck erzielt. Durch gegenseitige Einwirkung beider Chemikalien wird innerhalb des Sandes ein Kieselsäure-Gel ausgeschieden, wodurch eine sofortige und bleibende Verfestigung erreicht wird.

Über die Setzungserscheinungen bindiger Böden kann man bei gewisser Erfahrung schon aus anderen Untersuchungsergebnissen gewisse Schlüsse ziehen. Die mechanische Analyse gibt Aufschluß über die Anteile Sand, Schluff usw., je mehr feinere Anteile, um so größer und langsamer verlaufend werden die Setzungen sein. Je geringer die Wasserdurchlässigkeit zum Beispiel, desto langsamer wird der Druckausgleich vonstatten gehen. Aus der Plastizität, die zum Schluß noch erörtert wird, folgt, daß hochplastische Böden in Abhängigkeit vom Wassergehalt größeren Veränderungen unterliegen (Quellung, Schrumpfung). Ein hoher natürlicher Wassergehalt, damit zusammenhängend hohe Porenziffer und niedriges Raumgewicht, lassen größere Setzungen erwarten.

Direkte Untersuchungen über die Zusammendrückbarkeit bindiger Böden unter verhinderter Seitenausdehnung führt man in dem von v. Terzaghi angegebenen Oedometer aus. (Abb. s. Scheidig „Der Löß".) Der Verlauf der Setzung wird durch zwei angebrachte Meßuhren, die $^1/_{1000}$ mm bequem abzulesen gestatten, verfolgt. Vor jeder weiteren Auflast muß bis zum vollständigen Gleichgewicht abgewartet werden, weswegen diese Untersuchungen zumeist mehrere Wochen dauern. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden als Druck-Porenziffer-Diagramm graphisch dargestellt. Da die Druck-Porenzifferkurven nach logarithmischen Gesetzen verlaufen, werden die Kurven, wenn man den Druck in logarithmischem Maßstabe aufträgt, zu Geraden.

Als Beispiel eines Druck-Porenziffer-Diagrammes sind die Ergebnisse des Zusammendrückbarkeitsversuchs an einem Septarienton, der südlich von Stettin bei Hohenzahden aus einem frischen Rutsch entnommen wurde, in Figur 6 graphisch wiedergegeben. Neben der Porenziffer wird häufig noch das jeweilige Raumgewicht (γ) angegeben. Aus dem Verdichtungsast ergibt sich die Verdichtungsziffer $V_\varepsilon = \frac{dp}{d_\varepsilon}$, d. h. die Veränderung der Porenziffer bei Belastung; dieser Ausdruck stellt direkt eine Setzungsgröße dar. Nach einer bestimmten Höchstlast entlastet man stufenweise und erhält so den Schwellast, der durch die Schwellziffer $S_\varepsilon = \frac{dp}{d_\varepsilon}$ gekennzeichnet ist. Nach voraufgegangener Belastung wird ein Ton niemals wieder seinen ursprünglichen Zustand erreichen, der Schwellast wird stets unterhalb des Verdichtungsastes zu liegen kommen. Dies hängt damit zusammen, daß man bei der Zusammendrückung bindiger Böden unterscheiden muß zwischen einer elastischen und einer unelastischen Setzung. Der Schwellast entspricht dann der reversiblen elastischen Setzung, die Differenz gegenüber der Gesamtsetzung entfällt auf die irreversible unelastische Setzung. Mit Hilfe der Verdichtungsziffer läßt sich die Setzung bei bestimmter Auflast berechnen nach der Gleichung $dl = \frac{1}{V_\varepsilon (1+\varepsilon)} \cdot dp$, worin bedeuten: l = Dicke der Schicht in cm, dl = Verkürzung der Schichtdicke in cm unter Drucksteigerung dp, ε = Porenziffer entsprechend Auflast p. Für weiche Tone gibt Scheidig Verdichtungsziffern von 0,1—0,2 an, d. h. für je 1 kg/qm Belastung wird sich die Porenziffer um etwa 0,1—0,2 verringern.

Die volle Auswertung derartiger Druck-Porenziffer-Diagramme erfordert nun eine große praktische Erfahrung. Selbst wenn die Untersuchungen mit



Figur 6

ungestörten Proben durchgeführt wurden, darf man die gesamten Lagerungsverhältnisse nicht außer acht lassen. Jede anders zusammengesetzte Schicht wird andere Setzungserscheinungen aufweisen. Hinzu kommt, daß man in der Praxis unterscheiden muß zwischen der wirklichen Setzung, die durch Zusammendrückung der Schicht, Verringerung der Porenziffer und Erhöhung der Dichte gekennzeichnet ist, und der scheinbaren Setzung, die sich durch seitliches Ausweichen und Eindringen in benachbarte Schichten ergibt. Zu beachten sind weiterhin die Größe der Lastfläche, das Tempo der Laststeigerung und die Gründungstiefe. Denn je tiefer man zum Beispiel gründet, um so geringer wird der auf das seitliche Entweichen entfallende Anteil der Setzung sein, da ja ein Eindringen in die unter dem höheren Druck der überlagernden Schichten stehenden benachbarten Zonen erschwert wird.

Erwähnenswert erscheint eine von Scheidig gegebene Kurve (Jahrbuch für das Berg- und Hüttenwesen in Sachsen 1935, S. 36, Abb. 2), aus der ersichtlich wird, wie man aus einem Druck-Porenzifferdiagramm zum Teil sehr interessante geologische Schlußfolgerungen ziehen kann. Der Knickpunkt des Verdichtungs-

astes bei dem Versuch mit ungestörter Probe gibt einen Anhalt dafür, unter welcher Belastung das betreffende Material in frühen geologischen Zeiträumen einmal gelegen hat (z. B. durch überlagernde Eisschichten usw.). In dem von Scheidig angegebenen Beispiel eines Liegendtones entspricht der Knickpunkt des Verdichtungsastes bei etwa 9,5 kg/qcm ungefähr einer heute noch vorhandenen Belastung der überlagernden Deckschichten. Von Null bis zum Knickpunkt entspricht hierbei der Kurvenverlauf dem Schwellast, erst nach dem Knickpunkt mündet die Kurve in den eigentlichen Verdichtungsast ein. Inwieweit man nun auf Grund derartiger Versuche Folgerungen für größere geologische Probleme ziehen darf, läßt sich heute noch nicht beantworten, da bisher nur mehr orientierende Versuche vorliegen.

VI. Standfestigkeit

Als letztes Kapitel soll die Frage der Standfestigkeit von Erdstoffen behandelt werden. Ganz gleich ob es sich nun um Dammbauten für Kanäle, um Straßen- oder Eisenbahndämme, um Staudämme oder um größere Einschnitte handelt, überall wird die Frage der Standfestigkeit der zur Verwendung gelangenden Erdstoffe, oder mit anderen Worten die richtige Wahl des Böschungswinkels von gleich großer Bedeutung sein.

Da die Neigung eines Materials zum Rutschen unter anderem stark von der Plastizität abhängig ist, und hochplastische Böden immer als rutschgefährlich anzusehen sind, erhält man aus der Bestimmung der Plastizitätsgrenzen bindiger Böden schon einen gewissen Hinweis auf die Standfestigkeit. Als Plastizitäts- oder als Atterberg-Grenzen bezeichnet man die Fließgrenze und die Ausrollgrenze. Die Fließgrenze ist der Wassergehalt in Prozenten der Trockensubstanz, bei welchem zwei durch eine etwa 2 mm breite Furche geteilte ungefähr 1 cm hohe Bodenschichten in einer Porzellanschale durch seitliches Klopfen gerade zum Zusammenfließen gebracht werden. Um die individuelle Handhabe möglichst auszuschließen, bestimmt man heute die Fließgrenze mit einem von A. Casagrande angegebenen Klopfapparat (Abb. s. a. bei Endell, Ber. d. D. Keramischen Ges. 15, H. 12, 1934, S. 602). Die Fließgrenze ist als erreicht anzusehen, wenn sich die Furche nach 25 Schlägen, bei einer Hubhöhe von 1 cm, zu schließen beginnt. Die untere Grenze der Plastizität oder die Ausrollgrenze ist dann der Wassergehalt in Prozenten bezogen auf Trockensubstanz, bei dem ein zu einem dünnen Draht, etwa von Bleistiftstärke ausgewalzter Boden zu zerbröckeln beginnt. Die Differenz Fließgrenze—Ausrollgrenze ist dann die Plastizitätszahl oder der Plastizitätsgrad. Liegt zum Beispiel der Wassergehalt eines gewachsenen Bodens über der Ausrollgrenze, so besagt dies, daß sich der Boden bereits innerhalb der plastischen Konsistenz befindet. Bei Gleichgewichtsstörungen irgendwelcher Art wird ein solcher Boden sehr bald zu Rutschungen Veranlassung geben können[3]).

3) Erhöhung der Standfestigkeit von Einschnitten und Dämmen u. a.:

1. durch flacheres Abböschen, Ableiten des Oberflächenwassers durch geeignete Drainage, Aufbringen von Mutterboden und einer Grasnarbe, Vermeiden von Wasseransammlungen am Dammfuß;
2. durch Einspritzen von Zementmilch unter Druck nach Kirchhoff, vorausgesetzt, daß Klüfte und Spalten vorhanden sind. Verfasser hatte kürzlich Gelegenheit,

Nach Untersuchungen von Kirchhoff sind als rutschungsverhindernde Faktoren anzusehen einmal der Kalkgehalt, das andere Mal der Grobkorngehalt, m. a. W. der Gehalt an Anteilen über 5 μ. Rechnet man die an Kalk und Magnesia gebundene Kohlensäure auf Kalziumoxyd (CaO) um und multipliziert diesen Wert mit dem Gehalt an Anteilen über 5 μ, so ergibt sich die Kalk-Grobkorn-Ziffer. Ist nun diese Kalkgrobkornziffer größer als 360, so kann nach der Annahme Kirchhoff's der Boden als standfest angesehen werden, liegt der Wert dieses Produktes unter 360, so wird der Boden als rutschgefährlich zu bezeichnen sein. Die Untersuchungen von Dienemann und Pfeifer haben allerdings ergeben, daß dieser Regel keineswegs eine allgemeine Gültigkeit zugesprochen werden kann.

Direkte Versuche zur Ermittlung der Standfestigkeit werden in Scherapparaten zum Beispiel nach Krey ausgeführt. Eine unter bestimmter Auflast befindliche Bodenschicht von etwa 2 cm Dicke wird hierbei durch einen Schlitten tangential abgeschert, und die dazu notwendige Scherkraft in Abhängigkeit von der Belastung ermittelt. Die Versuche werden mit ungestörten Bodenproben (τ gew.) bei gleichbleibendem Wassergehalt und mit gestörten Proben (τ nat.), bei denen sich unter ungehindertem Wasserzutritt ein dem jeweiligen Druck entsprechender Wassergehalt einstellt, ausgeführt. Die den Kurven zugrunde liegende Gleichung lautet allgemein:

$$T = \mu \cdot \nu + ks$$

es bedeuten:

τ = Schubfestigkeit, bzw. Schubspannung in kg/qcm,
μ = innere Reibung bzw. Reibungsbeiwert,
ν = Belastung in kg/qcm,
ks = Kohäsion bzw. Haftfestigkeit (= Anteil an der Schubfestigkeit).

Der Schubwiderstand eines Bodens setzt sich somit aus der Reibung und der Kohäsion zusammen. Für kohäsionslose Sande wird der Ausdruck ks = Null, in der Gleichung $\tau = \mu\nu$ wird die innere Reibung gleich dem Schubwiderstandbeiwert, der Schubwiderstandwinkel zum Reibungswinkel. (Lose Sandmassen stellen sich auf einen Böschungswinkel von etwa 32,5° ein). Für lehmfreie Sande beträgt die Ziffer der inneren Reibung (μ) meist 0,60—0,65, die Kohäsion ist gleich Null. Für sehr feinkörnige Bodenarten kann die Kohäsion Werte bis zu 100 kg/qcm annehmen, die Ziffer der inneren Reibung sinkt dann bis auf 0,20 herab.

Unter der inneren Reibung versteht man den Widerstand der einzelnen Bodenteilchen gegen Verschiebung, Verformung oder Zertrümmerung. die Reibung ist hierbei abhängig einmal von der Beschaffenheit der Fläche, das

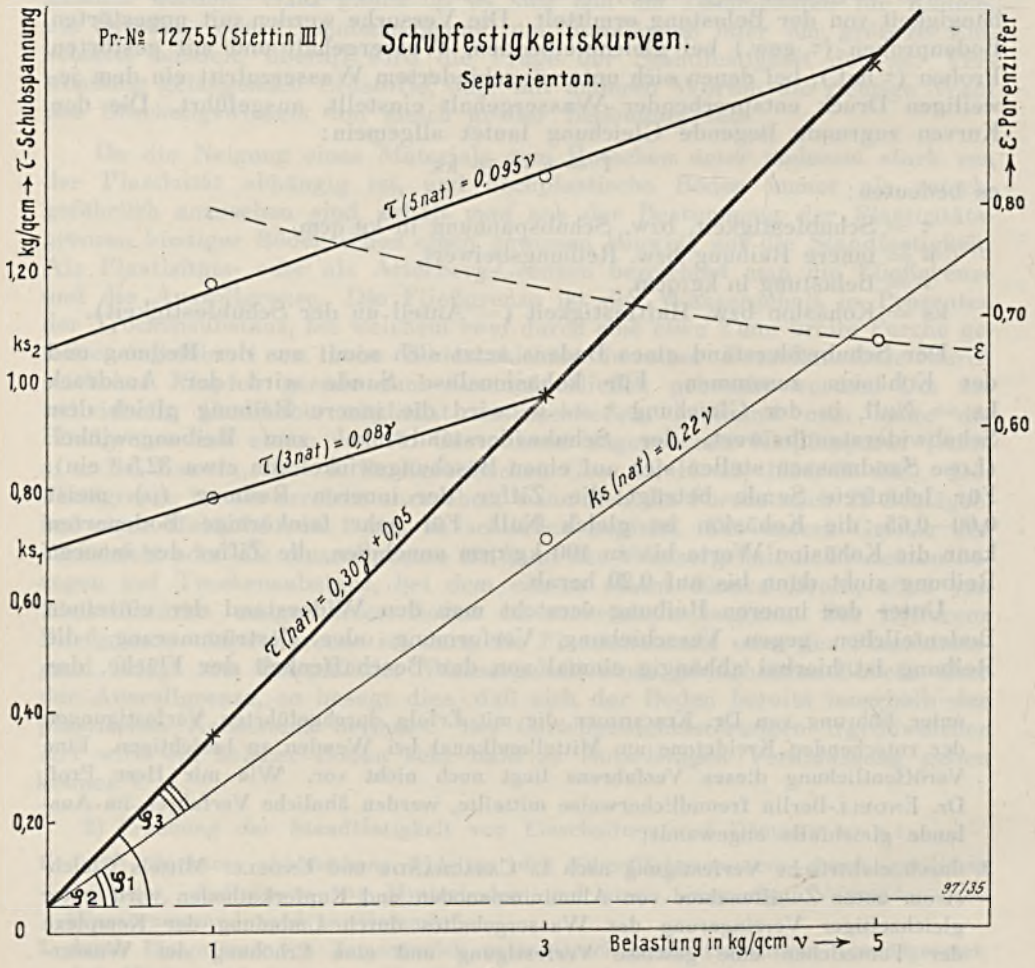
---

unter Führung von Dr. Kirchhoff die mit Erfolg durchgeführten Verfestigungen der rutschenden Kreidetone am Mittellandkanal bei Wenden zu besichtigen. Eine Veröffentlichung dieses Verfahrens liegt noch nicht vor. Wie mir Herr Prof. Dr. Endell-Berlin freundlicherweise mitteilte, werden ähnliche Verfahren im Auslande gleichfalls angewandt;

3. durch elektrische Verfestigung nach L. Casagrande und Endell. Mittels Gleichstrom unter Zuhilfenahme von Aluminiumanoden und Kupferkathoden wird unter gleichzeitiger Verringerung des Wassergehaltes durch Umladung der Komplexe der Tonteilchen eine gewisse Verfestigung und eine Erhöhung der Wasserbeständigkeit erzielt. Praktische Erfahrungen liegen bisher nicht vor.

andere Mal vom Druck auf diese Flächen. Die als Haftfestigkeit oder Kohäsion bezeichneten Kräfte sind im wesentlichen durch die Oberflächenspannung des Wassers bedingt und beruhen auf der Anziehung der Teilchen untereinander, und auf der Zähigkeit der ihnen angelagerten verdichteten Wasserschichten. Die Haftfestigkeit ist hierbei, solange der Wassergehalt ungeändert bleibt, unabhängig vom Flächendruck. Während die Reibung mit der Feinheit der Teilchen abnimmt, steigt die Haftfestigkeit in gleicher Richtung stark an.

Um den Anteil der Kohäsion an der Schubfestigkeit bei natürlicher Lagerung, also beim gewachsenen Boden zu ermitteln, muß man den Scherversuch mit ungestörten Proben bei gleichem Wassergehalt (dem des gewachsenen Bodens) durchführen [τ (gew. $= \nu\mu$. $+$ ks]. Arbeitet man dagegen mit gestörten Proben, so schert man bei ungehindertem Wasserzutritt erst ab, nachdem Gleichgewicht zwischen Druck und Wassergehalt eingetreten ist, also bei natürlichem Wassergehalt entsprechend der Auflast. Da hierbei die



Figur 7

Oberflächenspannung des Wassers aufgehoben ist, verschwindet auch die Kohäsion. Die für gestörte, mit Wasser aufbereiteten Proben ermittelten Schubfestigkeitskurven gehen somit i. a. durch den Koordinatennullpunkt. In der Gleichung τ (nat) $= \mu\nu$ entspricht in diesem Falle μ direkt dem Schubfestigkeitsbeiwert bei natürlichem Wassergehalt.[4])

Will man auch für gestörte Proben ein Maß für die Haftfestigkeit erlangen, so belastet man die Proben unter Wasserzutritt einige Tage vor und schert dann unter geringerer Auflast, d. h. im Zustande der Untersättigung, rasch ab. Belastet man zum Beispiel mit 5 kg/qcm ($\tau_5$nat) und mit 3 kg/qcm ($\tau_3$nat) vor und schert im ersten Fall mit 3 und 1 kg/qcm, im zweiten Fall mit 2 und 1 kg/qcm ab, so ergeben sich zwei annähernd parallel laufende Gerade, die die Ordinate in zwei verschiedenen Punkten (ks_1 und ks_2) schneiden (s. Figur 7). Diese Schnittpunkte geben dann ein Maß für die Haftfestigkeit des Bodens im aufbereiteten Zustande bei natürlichem Wassergehalt entsprechend der Vorlast. Überträgt man die gefundenen Schnittpunkte auf der Ordinate ks_1 und ks_2 auf die Vorbelastung $\nu = 5$ kg/qcm und $\nu = 3$ kg/qcm, so ergibt sich dann die Kurve ks (nat) $= 0.22\ \nu$ als das Maß für die Haftfestigkeit bei natürlichem Wassergehalt. Subtrahiert man noch den Winkel (φ_2), den die Gerade für die ermittelte Haftfestigkeit ks $= 0{,}22\ \nu$ mit der Abszisse bildet, von dem Schubfestigkeitswinkel (φ_1) (τ nat), so erhält man den Winkel der inneren Reibung (φ_3 = etwa 12°),[5]) dessen Tangens als Reibungswert ($\nu \times$ tg. φ_3 = Reibungswiderstand) bezeichnet wird. Der im vorliegenden Beispiel des Septarientones (Stettin III) sich ergebende geringe Restwert für die Haftfestigkeit im aufbereiteten Zustande [τ (nat) $= 0.30\ \nu + 0{,}05$] wird abgesehen von Versuchsfehlern durch die stark koagulierende Wirkung der hier in größerer Menge vorhandenen löslichen Salze mitbedingt sein.

Selbstverständlich darf man die experimentell ermittelten Werte für den Schubfestigkeits- oder Reibungswinkel nicht ohne weiteres als Böschungswinkel übertragen. Man wird allerdings aus den Kurven vergleichsweise aussagen können, daß der Boden mit dem größeren Schubfestigkeitswinkel auch i. a. die größere Standfestigkeit aufweisen wird. Zur Beurteilung der zweckmäßigsten Neigung eines Dammes oder eines Einschnittes sind für die Praxis selbstverständlich die gesamten Lagerungsverhältnisse, die Neigung der einzelnen Schichten, auch diejenigen des Untergrundes, sowie die Höhe der Böschung selbst noch zu berücksichtigen. Das Vorhandensein von Spalten und Klüften wird sich insofern ungünstig auf die Standfestigkeit bemerkbar machen, als hierdurch Wasseransammlungen, wasserführende Schlitze ent-

4) Nach Malkwitz ist die Reibung die mit dem Flächendruck linear zunehmende Schubfestigkeit T — To (To = Anteil der Kohäsion, entsprechend ks in obiger Gleichung); $\frac{T - To}{\nu}$ ist dann die Reibungsziffer und der Quotient $\frac{T}{\nu}$, worin die Kohäsion noch enthalten ist, wird dann als Gleitziffer bezeichnet. Für kohäsionslose Bodenarten ist die Reibungsziffer mit der Gleitziffer identisch.

Der Normalversuch wird mit gestörten Proben durchgeführt, der Boden wird möglichst homogen und luftfrei in weichplastischer Konsistenz in die Scherformen eingebracht.

5) Für die unmittelbare Ablesung des Reibungswinkels selbst muß bei der graphischen Darstellung auf der Ordinate und der Abßiße der gleiche Maßstab angewendet werden. Die in Figur 7 hier gewählte Überhöhung der Ordinate erzielt einen etwas höheren Reibungswinkel.

stehen können, die durch Gefrieren, durch Austrocknen und auch durch Wegführen löslicher Bestandteile sich erweitern werden. So können sich durch mehr rein mechanische Wirkungen künstliche Gleitflächen bilden, von denen aus dann größere Massen allmählich zum Abrutschen kommen können.

Zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang noch, daß neuerdings dem Natriumion eine größere Bedeutung für die Ursachen von Rutschungen zugesprochen wird. Das absorptiv am Bodenkomplex gebundene austauschbare Na-ion ist bekanntlich stark hydratisiert. Mit anderen Worten, es bindet infolge seiner großen elektrischen Feldstärke sehr viele Wassermoleküle als sogenanntes Schwarmwasser, wodurch eine gewisse Schlüpfrigkeit sich ergeben soll. Eigene Untersuchungen in dieser Richtung an gerutschten und an standfesten Böden verschiedener geologischer Herkunft sind noch nicht abgeschlossen, so daß über die Ergebnisse heute noch keine näheren Angaben gemacht werden können. Daß bei gerutschten Böden im Chlorammoniumauszug zumeist ein relativ hoher Natriumgehalt im Verhältnis zum Kalium gefunden wurde, legte unter anderem auch Utescher dar.

Zum Schluß sei nochmals betont, daß hier lediglich einige der wichtigsten Untersuchungsmethoden der Baugrundforschung im Zusammenhang besprochen werden sollten. Es ist selbstverständlich, daß in besonderen Fällen auch noch andere Untersuchungen durchgeführt werden müssen, z. B. Versuche über die Wasserbeständigkeit, die Schrumpfung, die Bestimmung des kohlensauren Kalkes, des Humus, der Azidität und der löslichen Salze.

Literatur

1. Alten, F.: Die Bestimmung von Wasserhaushalt, Nährstoffzustand und Düngungsbedürfnis der Mineralböden. — Landw. Versuchsstationen, Bd. 115, H. 3/6. 1933.
2. Atterberg, A.: Die Plastizität der Tone. — Int. Mitt. f. Bodenkunde, Bd. 1, S. 10/43. 1911/1912.
3. Behr, J. und Köhler, R.: Beitrag zur praktischen Auswertung der Bodenanalyse. — Mitt. a. d. Laboratorium d. preuß. geol. L.-A., H. 11. 1930.
4. Bernhard, K.: Verfestigung loser Bodenarten im Grundbau. — Der Bauingenieur, 11. Jahrg., H. 11/12. 1930.
5. Beskow: Om Jordarternas Kapillaritet. — Svenska Väginstitutet. Stockholm 1930.

6a. Casagrande, A.: Die Aräometer-Methode zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden und anderen Materialien. — Berlin 1934 (Verlag Springer).

6b. —: Public Roads, Bd. 13, H. 18, S. 121—130. 1932.

7. Casagrande, L.: Die Entnahme von Bodenproben im Straßenbau. — Der Straßenbau, H. 6. 1934.
8. Dienemann, W.: Geologische Beratungen im Dienste des modernen Straßenbaues. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1935.
9. Dienemann, W. und Pfeiffer, H.: Über das Kirchhoff'sche Verfahren zur Erkennung der Standfestigkeit von Tonen. — Z. f. prakt. Geologie, Bd. 40, S. 181/188. (1932).
10. Dietz, K.: Künstliche Sandverkieselung. — Z. f. prakt. Geologie, Bd. 41, S. 57/61. (1933).

11. Ehrenberg, J.: Geräte zur Entnahme von Bodenproben für bodenphysikalische Untersuchungen. — Mitt. d. Preuß. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, H. 15. 1933.
12. Endell, K.: Beitrag zur chemischen Erforschung und Behandlung von Tonböden. — Die Bautechnik, H. 18, S. 226/229. 1935.
13. Gessner, H.: Die Schlämmanalyse. — Leipzig 1931.
14. Graefenhorn, R.: Das chemische Verfestigungsverfahren nach Dr. Joosten. — Bauwelt, H. 5. 1931.
15. Kirchhoff, F.: Untersuchungen über die Ursachen von Böschungsrutschungen in Jura- und Kreidetonen bei Braunschweig. — Diss. Braunschweig 1910. Siehe auch Geologie und Bauwesen, Bd. 2, S. 79/133. 1930/1931.
16a. Loebe, R. und Köhler, R.: Beitrag zur Praxis der Sedimentationsanalyse. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. 17. 1932.
16b. —: Zur Frage der Zuverlässigkeit der mechanischen Bodenanalyse. — Mitt. Lab. d. preuß. geol. L.-A., H. 18. 1933.
17a. Loos, W.: Die Baugrundforschung im Dienste neuer Straßenbauten. — Der Straßenbau, H. 4 u. 5. 1934.
17b. —: Bodenuntersuchungen im Dienste des neuzeitlichen Straußenbaues. — Der Straßenbau, H. 3. 1934.
18. Malkwitz, A.: Schubfestigkeit loser und bindiger Bodenarten. — Geologie und Bauwesen, Bd. 5, S. 14—16. 1933.
19. Münichsdorfer, F.: Bodenfrost und Straßenbau. — Geologie und Bauwesen, 6. Jg., S. 81—104. 1934.
20. Nahnsen: Der Schwimmsand in Theorie und Praxis. — Die Braunkohle, Bd. 32, S. 353/375. 1933.
21. Redlich, Terzaghi, Kampe: Ingenieurgeologie. — 1929.
22a. Scheidig, A.: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. — 1934.
22b. —: Über die Zusammendrückbarkeit von Erdstoffen. — Jb. f. d. Berg- u. Hüttenwesen in Sachsen, S. 36. 1933.
22c. —: Straßenbauprobleme in Schluff- und Lößgebieten. — Der Bauingenieur, H. 15/16 und H. 17/18. 1934.
22d. —: Neuere Verfahren in der Analyse und Vorhersage von Bauwerksetzungen. — Die Bautechnik, H. 12 u. 15. 1932.
23. Seifert: Untersuchungsmethoden, um festzustellen, ob sich ein gegebenes Baumaterial für den Bau eines Erddammes eignet. — Mitt. Versuchsanstalt f. Wasserbau u. Schiffbau, Berlin, H. 14. 1933.
24. Syffert und Schönleben: Frostbeulen, Frostblähungen und Auffaltungen in der Straßendecke. — Jb. f. Straßenbau, S. 249—277. 1930/31; S. 29. 1934.
25. v. Terzaghi, K.: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. — 1925.
26. Tiedemann, B.: Handbuch der Bodenlehre. — Bd. X, 1932. (Herausgegeben von E. Blanck).
27. Utescher, K.: Über die Anwendung bodenkundlicher Gesichtspunkte bei der Beurteilung zum Fließen neigender Tone. — Z. f. prakt. Geologie, Bd. 42, S. 57/62. (1934).

Urschrift eingereicht am 22. Mai 1935
Druckauftrag erteilt am 7. Dezember 1935

Geologische und militärgeologische Karten

Von Hauptmann Dipl.-Ing. Erich Sonne.

Hierzu Tafel 11—17

Die nachfolgenden Ausführungen von militärischer Seite scheinen der Schriftleitung von grundsätzlicher Bedeutung zu sein. Obwohl sie für einen anderen Ort geschrieben sind und besonders im ersten Teil Erörterungen enthalten, die lediglich für den geologischen Laien, insbesondere den Soldaten bestimmt sind, rechtfertigt doch die Tendenz des Aufsatzes dessen Aufnahme in eine geologische Fachzeitschrift, sowie stärkste Beachtung in allen Kreisen, die mit der Herstellung geologischer Karten befaßt sind.

Die Gestalt der Erdoberfläche ist in starkem Maße von der Art und den Eigenschaften des Untergrundes abhängig.

Die Erdoberfläche wird durch die topographische Karte dargestellt. Diese Karte gibt deren Formen, sowie die Lage von Flüssen, Seen, Städten, Dörfern, Straßen, Wegen u. a. wieder.

Die topographische Karte bildet — meist im Maßstab 1:25 000 — die Grundlage für die geologische Aufnahme des Geländes. Denn in sie zeichnet der kartierende Geologe während seiner Geländebegehungen alle geologischen Beobachtungen (Schichtgrenzen, Verwerfungen usw.) sowie die z. B. in Aufschlüssen (natürliche oder künstliche Einschnitte, Steinbrüche, Bohrungen) festgestellten geologischen Formationen (bzw. deren Stufen, Schichten usw.) oder Gesteine (z. B. Basalt, Granit, Lehm) ein. So entsteht auf der topographischen Karte aus zahlreichen Einzelbeobachtungen das Gerippe der geologischen Karte und dann diese selbst. Taf. 11 u. 12 erläutern diesen Werdegang an einer einfachen Gesteinsartenkarte. Diese wird durch Hinzufügen der Formationsbezeichnungen zur eigentlichen geologischen Karte.

Die geologische Karte gibt mit verschiedenen Farben und Zeichen die an der Oberfläche anstehenden Schichtgesteine nach ihrer Zugehörigkeit zu den Formationen sowie Erstarrungsgesteine usw. an, und damit die Verbreitung der verschiedenen Gesteins- und Bodenarten, sowie deren zeitliche Entstehung (Taf. 13). Die Bedeutung der Farben und Zeichen ist der jeder Karte aufgedruckten Farbenerklärung zu entnehmen. In ihr sind die einzelnen Formationen ihrer Entstehungszeit und damit ihrer Lagerung entsprechend geordnet: Die ältesten Ablagerungen stehen am weitesten links (bei senkrechter Anordnung zu unterst), die jüngeren folgen — soweit auf dem Kartenblatt vorhanden — nach rechts (bei senkrechter Anordnung nach oben) hin. Erstarrungsgesteine u. a. sind getrennt aufgeführt.

Über die Darstellung der Erdoberfläche hinaus gibt die geologische Karte auch Einblick in den Aufbau des Untergrundes: Steigt man beispielsweise im Bachtal der Taf. 12 hoch oder folgt der Querschnitts-

linie A—B, so überschreitet man der Reihe nach Lehm, Kalk, Sandstein, Ton und Mergel. Die vier letzteren Schichten haben sich in dieser Reihenfolge abgesetzt, der Lehm überdeckt örtlich einen Teil des Kalkgebietes. Aus den Höhenlinien der Karte ist die ungefähre Mächtigkeit der Schichten (s = 10 m; t = 20 m) abzulesen.

Zeichnet man einen Schichtquerschnitt (Taf. 12, Schnitt A—B), so ergibt sich sinnfällig der geologische Aufbau auf dem Kartenausschnitt der Taf. 12.

Das Verhalten der Schichtgrenzen zu den Höhenlinien läßt auf Taf. 12 eine Neigung (Einfallen) der Schichten von NW gegen SO erkennen. Zudem geben die sogenannten Streich- und Fallzeichen die Lage der Schichten im Raum an. Schichtquerschnitt, Taf. 12, Schnitt C—D erläutert dies.

An Taf. 12 soll die Herstellung eines Schichtquerschnitts (Profil) kurz gezeigt werden: An die Querschnittslinie A—B wird ein Streifen Papier angelegt und auf diesem die Schnittpunkte von Höhenlinien und Schichtgrenzen mit der Querschnittslinie vermerkt. An eine Waagerechte (in Taf. 12, Schnitt A—B auf 300 m über NN) wird nun dieser Papierstreifen angelegt und die aufgezeichneten Schnittpunkte werden auf diese Waagerechte übertragen. In den bezeichneten Höhenpunkten werden Lote errichtet, auf denen die Höhe des Punktes über der Waagerechten (im Flach- und Hügelland nötigenfalls in 3- bis höchstens 5-facher Überhöhung) aufgetragen wird. Die Verbindung dieser Punkte ergibt den gesuchten Geländeschnitt. In diesen werden die vermerkten Schichtgrenzen heraufgelotet. Mit Hilfe der Kenntnis der Lagerungsverhältnisse, wie sie sich aus den Zeichen für Streichen und Fallen entnehmen lassen, kann nun der Schichtquerschnitt in den geometrischen Geländeschnitt eingezeichnet werden.

Die geologische Karte wird also flächenhaft und nach der Tiefe gehend gelesen, die topographische nur flächenhaft.

Man unterscheidet geologische Übersichts- und Sonderkarten (Spezialkarten).

Übersichtskarten im Maßstab 1:500 000 bis 1:200 000 geben in großen Zügen Auskunft über den geologischen Aufbau weiter Geländeflächen. Hieraus können allgemeine Schlüsse auf die zu erwartende Bearbeitbarkeit, über Gangbarkeit, nutzbare Gesteine, Grundwasserverhältnisse, Fragen der Trinkwasserbeschaffung und Entwässerung gezogen werden. Diese liefern wieder grundsätzliche Anhaltspunkte für etwaige taktische Folgerungen, sowie für den zahlen- und artmäßigen Einsatz von Menschen und Gerät z. B. für den Stellungsbau. Diese Karten sind weitgehend „abgedeckt", d. h. die Oberflächenbedeckung (Verwitterungsdecke, Lehm usw.) ist oft nicht mit eingezeichnet. Stattdessen sind die darunter anstehenden Formationen eingetragen. Hierdurch tritt der geologische Aufbau im großen klar zu Tage. Nicht abgedeckte Karten wären jedoch militärisch häufig brauchbarer.

Sonderkarten größerer Maßstäbe (Spezialkarten) lassen genau und in Einzelheiten (auch durch Schichtquerschnitte) den geologischen Aufbau und die einzelnen vorkommenden Gesteinsarten erkennen. Sie sind ebenfalls öfters abgedeckt. Ihre Maßstäbe sind meist 1:100 000 bis 1:5000. Militärisch am besten brauchbar sind die geologischen Karten im Maßstab 1:25 000; Herstellung durch die Geologischen Landesanstalten bzw. die künftige Deutsche

Geologische Reichsanstalt. Zu jeder solchen Karte oder zu mehreren benachbarten gehört ein Heft Erläuterungen, aus dem militärisch Wichtiges entnommen werden kann, z. B. Angaben über Vorkommen, Art und Verwendung nutzbarer Gesteine, über Bodenarten und Grundwasserverhältnisse.

Die erschöpfende militärisch-praktische Auswertung geologischer Karten ist Sache des hierfür besonders vorzubildenden Geologen.

Der zunächst wissenschaftliche Zweck der geologischen Karten bedingt eine wissenschaftlich-geologische Bezeichnung der einzelnen Formationen, Stufen und Schichten, z. B. „l β, Lias β" oder „mi 4, Sylvana-Schichten". Eine solche Bezeichnungsform ist für den Soldaten belanglos und daher zweckmäßig durch eine militärisch geeignete zu erläutern. Andererseits sind diese Bezeichnungen für den Geologen erforderlich, da er sich ohne sie ein zutreffendes Bild der Geologie der betreffenden Gegend nicht machen kann.

Beiden Forderungen wird genügt, wenn man der geologisch-wissenschaftlichen Farbenerklärung (für den Geologen) eine militärgeologische (für den Soldaten und den Geologen) anhängt, die die militärische Auswertung der geologischen Karte in übersichtlicher und kurzer Form ohne geologische Fachausdrücke enthält. Diese militärgeologische Ergänzung kann jeder geologischen Karte beigegeben werden, die klare geologische Verhältnisse in einfacher Form wiedergibt. Als Anhalt diene Taf. 13, die einen Ausschnitt aus einer geologischen Karte 1:25000 darstellt mit der zugehörigen „Geologischen und militärgeologischen Farben- und Zeichenerklärung zwecks Verwendung der geologischen Karte als Stellungsbaukarte" und einem „Regel-Schichtquerschnitt" (Idealprofil), Taf. 14.

Gleiche Anwendungsart für Übersichtskarten.

Enthält eine geologische Karte sehr eingehende und zahlreiche Einzelheiten, so stößt die Abfassung der militärgeologischen Ergänzung auf Schwierigkeiten. Es ist in diesem Fall zu prüfen, ob die Karte nicht durch Zusammenfassen von Einzelheiten, ggf. vereinfachendes Umzeichnen, sowie Anhängen der militärgeologischen Farbenerklärung, militärgeologisch verwertbar gemacht werden kann. Zu starkes Vereinfachen verhindert die geologische, wie auch die militärgeologische Auswertung. Im übrigen bedingt dieses Verfahren oft den Neudruck der Karte und stellt bereits den Übergang zu den eigentlichen militärgeologischen Karten dar.

Es sind dies Karten, die geologische Dinge für einen bestimmten militärischen Zweck auswerten und in eine für den Soldaten lesbare Form fassen. Sie bringen also nicht die Beobachtungen, sondern deren Auswertung zur Darstellung. Für den Geologen darf die Angabe der Formationen nicht fehlen.

So entstehen sog. Stellungsbau-, Grundwasser-, Minier-, Wasserversorgungs-, Baustoff- und Rohstoffkarten. Die Grundlagen für die Wasserversorgungskarte — wichtig aber auch für die drei zuerst genannten Karten — liefern eingehende Feststellungen über alle gefaßten und ungefaßten Quellen, Schacht- und Pumpbrunnen. Sie werden in Tafeln zusammengestellt, deren Kopf enthalten kann: Laufende Nummer; Gegenstand (z. B. Schachtbrunnen); Topographische Lage; Geologische Lage, Profil usw.; Höhe über NN in m; Zeit der Beobachtung; Temperatur; Ungesenkter Wasserspiegel (ggf. auch höchster

oder niedrigster Wasserspiegel) unter Geländeoberfläche in m; Ergiebigkeit in l/sec.; Fassungsanlagen; Bemerkungen; ggf. Wasseranalysen. (Nach Anhalt der Erläuterungen zum Württ. Geologischen Blatt Weissach, 1923, S. 143 bis 157.)

Im Krieg 1914—1918 wurden ferner gedruckt und verwendet: Bearbeitbarkeits-, Entwässerungs-, Gaswarn- und Gasschutzkarten; Karten für Erdtelegraphie, Funkentelegraphie; Steinschlag- und Lawinen-, Baugrund-, Moorlinsen-, Hochwasser-, Splitterwirkungs-, Artillerieziel- und Bodenkarten; sowie: Vormarsch-, Tank-, Gangbarkeits-, Kompaßstörungskarten usw.

Als Beispiele und Anhalt folgen — aufgebaut auf Taf. 13 — je eine Grundwasser- und Minierkarte (Taf. 15), Wasserversorgungskarte (Taf. 16) und Baustoffkarte (Taf. 17) mit den zugehörigen „Farben- und Zeichenerklärungen".

Zusammenfassung: Es wurde die Entstehung einer geologischen Karte besprochen und ihre Auswertung für militärische Zwecke an einem Beispiel dargestellt.

Weiter wurden die Erfordernisse militärgeologischer Karten an 3 Musterbeispielen erörtert.

Urschrift eingegangen am 22. Mai 1935
Druckauftrag erteilt am 7. Januar 1936

Über das Alluvium im Leinetal bei Neustadt a. Rbg. und im Allertal bei Celle

Von B. Beschoren

Hierzu Tafel 17a und 18

1. Zur Geschichte der unteren Leine und der mittleren Aller

Schon vor einem halben Jahrhundert hat Kohl die Ansicht ausgesprochen, daß die Leine nicht immer wie heute in die Aller geflossen, daß sie vielmehr noch in junger Zeit bei Neustadt a. Rbg. zur Senke des Steinhuder Meeres und von dort unmittelbar zur Weser geflossen sei. Birk gestand in seiner Monographie des Toten Moores am Steinhuder Meer (Birk 1914, S. 4) die Möglichkeit eines nach Westen zur Weser gerichteten Leinelaufes für die Saaleeiszeit zu, verneinte sie aber für das Alluvium, vermutlich auf Grund der Harbort'schen Karte der Umgebung von Neustadt a. Rbg. (Harbort 1911), die keinen Anhaltspunkt dafür ergeben hatte.

Erst die geologische Kartierung des Blattes Otternhagen in den Jahren 1933/1934 durch den Verfasser lieferte neues Material zu diesem Problem der postglazialen, d. h. jungdiluvialen oder alluvialen Entstehung des unteren Leinetales bei Neustadt a. Rbg. Da die Umgebung von Neustadt eine ebene, nur schwach nach Norden geneigte Fläche darstellt, in der nur geringfügige Höhenunterschiede zwischen derselben und der von Harbort ausgeschiedenen Leineterrasse bestehen, kam für die Lösung dieser Frage weniger eine morphologische Arbeitsmethode in Frage als die geologische des Studiums der diluvialen und alluvialen Leineablagerungen. Wertvoll ergänzt wurde sie durch pollenanalytische Untersuchungen, für deren Ausführung ich Herrn W. Selle-Veltheim hiermit herzlichst danke.

Harbort hatte auf seiner Karte 1911 über der Talaue der bei Neustadt stark mäandrierenden Leine eine 2 m höher liegende, nach ihm jungdiluviale Leineterrasse von den Alluvionen des Leinetales getrennt, deren Oberfläche nördlich und südlich Neustadt von einem älteren Leineschlick oder Hochflutlehm bedeckt ist. Zu ihr gehören flußaufwärts der Neustädter Stromschnelle die alten Flußschlingen nördlich und südlich Poggenhagen auf dem Westufer der Leine; von ihnen greift der alte Leinelauf zwischen Moordorf und Poggenhagen tief in die flache sandige Schwelle ein, die den Ostrand der flachen, vom Steinhuder Meer und dem Toten Moor erfüllten Depression vom heutigen Leinetal trennt. Die Breite dieser aus Sand und kiesigen Sanden bestehenden Schwelle beträgt infolgedessen bei Moordorf-Hachland nur etwa 750—1000 m. Diese Leineterrasse entwickelt sich nach Grupe[1]) abwärts Hannover allmählich aus der Niederterrasse der Leine, die bei Neustadt fast im Niveau der diluvialen Hochfläche bzw. der Unterkreide des

1) Vgl. Grupe S. 190.

Neustädter Sattels liegt. Sie ist nördlich Neustadt von Flußschlick bedeckt (Harbort's „Staubeckenlehm").

Abwärts Neustadt läßt sich diese Leineterrasse, auf der wie auf der gleichartigen „Dörferterrasse" der Weser zahlreiche Siedelungen liegen, bis ins Allerurstromtal in die Nähe der Mündung der Leine in die Aller verfolgen (cf. Übersichtskarte auf Taf. 17 a). Der für sie charakteristische ältere Leineschlick liegt von Basse bis zur Mündung des Jürsenbaches bei Helsdorf fast im Niveau einer älteren diluvialen Erosionsterrasse, die aus aufgearbeiteten einheimischen Diluvium mit Werra-Material von gleicher Zusammensetzung wie das Diluvium der Staumoräne des Abbenser Berges und der Negenborner Heide besteht.

Im Allerurstromtal verbreitert sich abwärts Amedorf die vom älteren Leineschlick bedeckte Terrasse zu einem flachen, auf dem Ostufer der Leine übersandeten Schlickdelta, das bei Schwarmstedt-Bothmer bis an das Alluvialtal der Aller nach Norden sich ausdehnt. Innerhalb dieser Leineterrasse liegen nördlich Neustadt vermoorte Leinealtwasser bei Wulfelade-Evensen, nördlich Mandelsloh und bei Vesbeck (Blankes Flat). Die in das sandige Allertal weit nach Norden vorgeschobene Schlickablagerung der Leine war nach dem Einschneiden des 2—3 m tieferen Alluvialtales Anlaß zur Bildung junger Moore auf der Sohle des Urstromtales (Lichten Moor westlich der Leine, Grindauer Moor und Blankes Moor nördlich Rodenbostel östlich des Flusses).

Prähistorische Funde aus dem Sand und Schlick dieser Terrasse geben Anhaltspunkte für das Mindestalter der Terrasse, deren Schlickbedeckung an sich ein sehr jugendliches alluviales Alter wahrscheinlich macht. Im Schlick der Leineterrasse wurden an der Autermündung bei Averhoy Urnenreste der Eisenzeit, sowie ein der jüngsten Steinzeit angehöriges Steinbeil, dessen Bestimmung ich Herrn Prof. Tackenberg-Hannover verdanke, gefunden. Bei Evensen fanden sich Urnen mit Resten der Bronzezeit und im Flachmoor der tief in die Hochfläche einschneidenden Leineschlinge von Wulfelade-Evensen ein „Steinbeil" (nach dem Bericht eines Augenzeugen). Mithin dürfte die Leineterrasse schon zu Ausgang der jüngsten Steinzeit besiedelt gewesen sein, d. h. trocken gelegen haben.

Für die Altersbestimmung dieser jüngeren Stufe der Leineniederterrasse ist ein linsenartiges Vorkommen von grauem torfigen Faulschlamm wichtig, das in einer Tongrube der Ziegelei Suttorf westlich des Ortes unter 1,6 m mächtigem braunem Schlick dieser Stufe liegt. Die von Herrn W. Selle ausgeführte pollenanalytische Untersuchung hatte folgendes Ergebnis:

	Suttorf 1		Suttorf 1
„Salix	3,0 %	Eichenmischwald	43,0 %
Betula	—	Corylus	24,0 %
Pinus	7,0 %	Gramineen	21,0 %
Quercus	34,0 %	Cyperaceen	3,0 %
Tilia	7,0 %	Ericaceen	1,0 %
Ulmus	2,0 %	Filicitas	3,0 %
Alnus	47,0 %	Variabel	1,0 %
Fagus	—	Gezählte Baumpollen	100,0
Carpinus	—	Gezählte Nichtbaumpollen u. Co.	53,0
Picea	—	Pollenzahl pro Präparat ohne Co. und Nichtbaumpollen	96,0 %
Abies	—		

„Es ergibt sich für diese Probe . . ., daß sie der Eichenmischwald-Haselzeit, dem Atlantikum, angehört."

Eine zweite Probe aus humosem schwarzen Schlick unter dem braunen Schlick der jüngeren Niederterrassenstufe aus 1,70 m Tiefe enthielt keine Pollen, sondern nur die Sprossenperforation einer Erle (Fundort: die Anfang 1935 in Betrieb befindliche Tongrube der Ziegelei Suttorf.

Aus diesem pollenanalytischen Befund W. Selle's ergibt sich, daß der die jüngere Niederterrassenstufe der Leine bedeckende Schlick sich erst entgegen der bisherigen Annahme eines jungdiluvialen Alters in frühatlantischer Zeit des Alluviums gebildet hat.

Ein weiterer Anhaltspunkt für das Alter der Leineterrasse läßt sich aus dem Vorkommen älterer Leineablagerungen über derselben gewinnen. Sie lassen sich in der Umgebung von Neustadt als zwei alte von feinsandigen Schlick bzw. Ton und in größerer Entfernung von der heutigen Leine von Torf erfüllte Leineläufe nachweisen. Sie beweisen, wie die Stromschnelle der Leine bei Neustadt selbst, daß das heutige Leinebett bei Neustadt von der Leine erst seit kurzer Zeit (im Sinne geologischer Zeitbegriffe) benutzt wird. Den Verlauf der beiden alten Leineläufe von Mecklenhorst [2]) und Hachland [3]) veranschaulicht die Übersichtskarte auf Taf. 17 a. Daß auch noch in jüngerer Zeit bei Neustadt die Leine ihr Bett verlegt hat, zeigt ein verschlickter und vertorfter Leinelauf, der oberhalb des „Wasserfalls" von Neustadt beginnend, über den Rosenkrug nach Himmelreich zum Leinetal führt.

Der östliche Leinelauf beginnt auf dem Ostufer der Leine am Galgenberg, südlich Neustadt mit Schlickablagerungen im Niveau der Unterkreide von Mecklenhorst-Otternhagen:

In der Sandgrube am Galgenberge war hier 1934 unter Dünensand etwa 0,20—0,50 m mächtiger brauner feinsandiger, schwach humoser Leineschlick aufgeschlossen, der von wenigstens 1,20 m mächtigen kiesigen bis feinkörnigen Leinesanden unterlagert wird. Wie die Aufnahme der Domäne Mecklenhorst durch Monke sowie eigene Untersuchungen ergaben, läßt sich diese Einlagerung von Leineschlick bis Mecklenhorst verfolgen als schmale sumpfige Zone, die beim Fischteich von Mecklenhorst übergeht in die von Flachmoor erfüllte, z. T. von Ton unterlagerte Wanne des Suttorfer Moores, dessen Nordende südlich von Basse heute von Flugsanden und oberflächlich stellenweise vom Schlick der Leineterrasse überdeckt ist.

Im gleichen Niveau liegt westlich der Leine bei Vorwerk Hachland innerhalb der Schwelle zwischen Leinetal und Toten Moor die von Leineablagerungen erfüllte flache Wanne eines weiteren alten Leinelaufes über der Leineterrasse. Hier war im Sommer 1934 ein Aufschluß westlich der Lüningsburg, in dem etwa 2½ m kiesige Leinesande mit dünnen Lagen braunen feinsandigen, z. T schwach humosen Tons mehrfach wechselgelagerten. Dieser alte Leinelauf zieht vom Vw. Hachland nach NW, z. T. schon im Bereich der Unterkreide des Neustädter Sattels bis zum Ostrand des Toten Moores. Im Untergrund desselben liegt am Nordostufer des Steinhuder Meeres nach Birk [4]) eine zentrale, von Gyttja und älterem Moostorf erfüllte Depression,

2) Nach einer Spezialaufnahme des Verfassers.

3) Nach einer Gutskartierung von Prof. Dr. Monke-Berlin (im Archiv d. Geol. L.-A. Berlin).

4) Vgl. Birk S. 38/39.

die nach Nordosten einen schmalen Ausläufer bis fast auf die Höhe von Neustadt entsendet. Aller Wahrscheinlichkeit nach stellt er die Fortsetzung des über Vw. Hachland nach Nordwesten gerichteten, von Sand und Schlick erfüllten alten Leinelaufes dar, der innerhalb des Toten Moores von dem mehrere Meter mächtigen jüngeren Moostorf überdeckt wird (cf. Birks Profil J-K).

Die Bildung des älteren Moostorfes fällt im nordwestlichen Deutschland in die atlantische Periode des Alluviums[5]). Andererseits ist die Bildung der an der Oberfläche liegenden Hochflutlehme und Schlicke nach dem bisherigen Stande unserer Kenntnisse im norddeutschen Flachland auf das Alluvium beschränkt[6]). Diese Verhältnisse lassen es fast als sicher erscheinen, daß die Leine noch während des Alt-Alluviums zur Senke des heutigen Steinhuder Meeres und von dort zur Weser geflossen ist, bis ihr Lauf durch Verschlickung und Versandung bei Moordorf-Vorwerk Hachland zur Aller nach Norden abgelenkt wurde.

Diese Laufänderung konnte bei Hochwasser in der flachen Neustädter Ebene infolge starker Sedimentation an der Umbiegungsstelle der Leine nach Westen leicht eintreten. Die urstromtalartige, nach Birk nur bis 2,75 m tiefe Senke des Steinhuder Meeres und ihrer vom Meerbach durchflossenen Fortsetzung zur Weser besitzen bis zur kleinen Stauschleuse südwestlich Düsselburg, wo vom Verfasser noch Weserkies der bei Leese als Aufschüttungsterrasse ausgebildeten Weserniederterrasse gefunden wurde, eine fast ebene Oberfläche ihres diluvialen Untergrundes ohne Gefälle. Durch die Aufschüttung der bei Leese und abwärts von verschlickten, wohl alluvialen Hochflutrinnen durchzogenen Weserniederterrasse mußte im Alt-Alluvium allmählich eine Überstauung der Steinhuder-Meer-Niederung eintreten, die in den flacheren Gebieten des Staubereiches zur Versumpfung und zur Vermoorung führte. So wäre das Steinhuder Meer nicht, wie Kohl (S. 104) vermutet hat, durch Erdfall, sondern durch natürliche Abdämmung entstanden, die in historischer Zeit durch den Mühlenstau der Stadt Rehburg vermehrt wurde.

Bei ihrer durch Selbsterhöhung des Strombettes bedingten Ablenkung floß die Leine zunächst durch die Senke von Mecklenhorst nach Norden, wo sie bei Basse ihren heutigen Lauf erreichte. Dann, nachdem auch dieses Flußbett verschlickt und versandet war, bildete sich erst allmählich das heutige Flußbett von Neustadt heraus, dessen geringes Alter die im Wealden des Neustädter Sattels liegende Stromschnelle der Leine anzeigt.

Durch den neuen nordwärts zur Aller gerichteten Leinelauf, der einem diluvialen Tale folgte, trat Tieferlegung der Erosionsbasis ein: hatte dieselbe beim westwärts zur Weser gerichteten Lauf in etwa 36 m Höhe, dem Niveau der Weserniederterrasse gelegen, so lag sie in der Sohle des diluvialen Allertals südlich der Leinemündung bei Schwarmstedt nur etwa

5) Vgl. die Übersichtstabelle v. Bülow's in Stoller, Alluvium.

6) Vgl. Grahmann 1934, Mengel 1934, S. 7 u. Beschoren 1934 für das Elbe-Havel- und Odergebiet. Das gleiche dürfte nach frdl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Dienemann-Berlin auch für die jüngste Schlick bedeckte Weserterrasse zwischen Minden und Nienburg durch den Fund eines Einbaumes unter dem Schlick anzunehmen sein.

27—28 m hoch. Dadurch wurde im Unterlauf der Leine die Erosion, von der Erosionsbasis des Allerurstromtales ausgehend, neu belebt. Es entstand zunächst die nach Grupe flußaufwärts bis in die Gegend von Hannover entwickelte atlantische Niederterrasse der Leine, die im Allerurstromtal von Mandelsloh bis Bothmer ein flaches Schlickdelta bildet. Ihre Oberfläche wurde, solange sie im Hochflutbereiche der erodierenden Leine lag, vom älteren Leineschlick in geringer Mächtigkeit überdeckt. Diese Leineniederterrasse ist ober -und unterhalb Neustadt vorwiegend als Erosionsterrasse ausgebildet; Accumulation wurde in ihr südlich des Allerurstromtales untergeordnet nur an der Autermündung bei Averhoy beobachtet.

Bei Fortgang der Erosion wurde der Lauf der Leine rasch bis zum Ausgleich der durch die Ablenkung des Flusses entstandenen Gefällsdifferenz maximal bis 6—7 m vertieft. Dieses Maximum der Erosion wurde an der unteren Leine bei Helstorf und Amedorf schon in atlantischer Zeit erreicht, wie die pollenanalytische Untersuchung von torfigen Faulschlammen unter dem (jüngeren) Leineschlick der Talaue ergab. Der etwa 3 m unter der Leineniederterrasse liegende jüngere Leineschlick wird bei Helstorf 3 m, bei Amedorf 2½ m mächtig; er überlagert Linsen von humosem Faulschlamm mit Schnecken, an deren Basis bei Amedorf eine Stubbenlage im liegenden Sand beobachtet wurde. Diese Faulschlammbildungen unter dem Schlick stellen Absätze in Leinealtwassern dar.

Als pollenanalytisches Ergebnis seiner Untersuchungen teilte mir Herr W. Selle, dem ich die Untersuchung der Faulschlammproben von Helstorf und Amedorf verdanke, folgendes mit:

„Pollenanalytisches Ergebnis

	Helstorf	Amedorf
	%	%
Salix	3,3	4
Betula	2	7,2
Pinus	10,7	16
Quercus	23,3	20
Filia	1,3	3,2
Ulmus	4	7,2
Alnus	56	41,6
Fagus	—	0,8
Carpinus	—	—
Picea	—	—
Abies	—	—
Eichenmischwald	28,7	30,4
Corylus	11,3	33,6
Gronineen	2	8,8
Cyperaceen	—	8,0
Ericaceen	1,3	0,8
Filicitas	—	0,8

„Beide Proben stammen aus der ersten Hälfte des Atlantikums, der Eichenmischwald-Haselzeit (Neolithikum) und können auf die Zeit um 4000 v. Chr. datiert werden."

„Die Schlüsse auf die erste Hälfte der Eichenmischwald-Haselzeit können gezogen werden, da die Eichenmischwaldbildner (Ulme, Linde, Eiche) und die Hasel mit höheren Prozenten vertreten sind, und die Buche nur sporadisch vertreten ist."

Der im unteren Leinetal bis 3 m mächtige Schlick der Talaue, dessen Bildung heute noch andauert, hätte sich mithin erst seit der zweiten Phase des Atlantikums bilden können und besitzt mithin — unter Zugrundelegung der pollenanalytischen Datierung W. Selles für den Faulschlamm in seinem Liegenden — ein Alter von höchstens 5—6000 Jahren.

Der jüngere Leinschlick reicht abwärts der Leinemündung bis zur Mündung der Aller in die Weser, mit deren Schlickablagerungen er bei Verden verfließt (cf. Stoller's Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Verden. — Berlin 1910).

Dagegen stehen die Schlickbildungen im Allertal oberhalb der Leinemündung zwischen Celle und der Okermündung nicht mit den Schlickablagerungen der Leine in Zusammenhang. Die Bildung von Schlick bzw. Hochflutlehm ist hier auf die von Süden aus dem Harz oder dem Mesozoikum des Hannoverschen Berglandes kommenden Flüsse (Oker, Erse, Fuhse, Aue) beschränkt und fehlt den aus der Diluviallandschaft des Nordens und Ostens kommenden Wasserläufen (cf. die Karte auf Taf. 18). Die Ocker hat ins Allertal abwärts ihrer Mündung bis Celle ein ausgedehntes, in zwei Arme gegabeltes flaches Schlick- bzw. Schlicksanddelta vorgeschoben, das innerhalb des Allerurstromtales mit den feinsandigen Schlickablagerungen der Fuhse und der (Burgdorfer) Aue verschmilzt. Die Mächtigkeit dieser Schlickbildungen ist sehr gering und beträgt durchschnittlich nur ½—1 m. Im Unterlauf der sich mit der Fuhse vereinigenden Erse haben die Schlickablagerungen der Erse noch nicht die Mündung der Erse in die Fuhse erreicht, sondern endigen oberhalb derselben im Allerurstromtal in gleicher Weise wie das Schlickdelta der Aller bei Celle, das nicht mit den Schlickablagerungen der Leine im Allertal verschmilzt.

Wo wie im Aue- und Fuhsetal lokal Anstau durch Mühlen erfolgt, durch den künstlich seit etwa 1000 Jahren infolge der dadurch bedingten Verringerung des Gefälles Bildung von Torf in schwach strömenden Wasser ermöglicht wurde, treten Flachmoortorfe längs der genannten Wasserläufe auf. Sie sind, vom Schlick nicht unterlagert, gleichaltrig mit demselben und mithin aller Wahrscheinlichkeit nach erst in historischer Zeit gebildet.

Innerhalb des Allerurstromtales verbreitert sich die schmale Zone der Schlickablagerungen von Ocker, Fuhse und Aue zu breiteren deltaartigen Bildungen, die durch Ausläufer miteinander zusammenhängen. Wo dieselben nicht mehr von den Schlick ablagernden Flüssen durchflossen werden wie die breite überschlickte Niederung, die südlich Flettmar bis zum Fuhselauf bei Wathlingen hinzieht, zeigen sie junge, während der Zeit des Schlickabsatzes eingetretene Laufänderungen der Flüsse an: so eine Verlegung des Allerlaufes aus der Linie Hardesse-Wathlingen-Nienhagen in das heutige nördlichere Bett, das am Südrand des flachen Schuttkegels der Lachte verläuft. Weitere Lauf-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

änderungen der Flüsse in der flachen Ebene des Allertales werden durch den Verlauf flacher heute moorerfüllter Senken innerhalb desselben angezeigt: so dürfte die Fuhse früher abwärts Ütze am Nordrand des heutigen Schilfbruches zur Aue bei Obershagen geflossen sein; die Aue selbst abwärts Obershagen nach Nordwesten durch die Flachmoorsenke des Otzer Bruches und die vom Hochmoor des Großen Moores erfüllte flache Niederung zum von der Wietze im Westen begrenzten Wietzebruch. Diese Verhältnisse weisen darauf hin, daß die ursprünglich südlicher fließende Aller allmählich in ihrem breiten Urstromtal durch die größere Stoßkraft der ihr von Süden her zufließenden Nebenflüsse nach Norden hin abgedrängt worden ist, nachdem beim Abschmelzen des Eises zunächst die aus der Heide von Norden her kommenden Flüsse mit ihrem im Laufe des Jungdiluviums schwindenden Wasserreichtum die Aller auf die Südseite des Urstromtales gedrängt hatten.

Die Schlickablagerungen von Ocker, Fuhse und Aue endigen bei Celle oberhalb der für die Allerschiffahrt seit Alters bedeutsamen Stromschnellen [7]). Abwärts derselben beginnt eine jüngste sandige Zwischenterrasse der Aller, der Schlickbildungen auf der Strecke bis Wietze fast völlig fehlen (das auf Blatt Celle und Winsen). Die Alluvionen der Aller bestehen auf dieser Strecke nur aus Sand und Torf. Erst abwärts Wietze setzt im Rückstauraum der Leinemündung die Bildung von Schlick im Allertal wieder ein. Da die Stromschnelle von Celle innerhalb der wenig widerstandsfähigen Schichten (Sande und Geschiebemergel) des diluvialen Allerurstromtales liegt, dürfte sie tektonischen Bewegungen in jüngster Zeit etwa längs einer das Allertal bei Celle querenden Verwerfungslinie ihre Entstehung verdanken, die etwa dem Westrand des Salzstockes von Nienhagen—Haenigsen parallel laufen würde. Die Lage der Stromschnelle in den weichen diluvialen Schichten des Allerurstromtales spricht mit großer Wahrscheinlichkeit dafür, daß sie wie die durch sie bedingte Bildung der jüngsten Allerterrasse erst in jungalluvialer Zeit entstanden ist, daß mithin hier innerhalb des nordwestdeutschen Flachlandes in jüngster alluvialer Zeit fern von der Küste Bodenbewegungen stattgefunden haben.

Ihrer Höhenlage nach entspricht die jüngste Allerterrasse abwärts Celle durchaus der jüngeren Stufe der Leineniederterrasse, wie die geologische Aufnahme ergab. Doch fehlt ihr die Überdeckung mit Schlick im Gegensatz zu dieser. Gleich dieser ist sie aber noch von einer jüngeren Dünengeneration überdeckt, so daß sie wohl als gleichaltrig mit der jüngeren Stufe der Leineniederterrasse betrachtet werden kann.

Zusammenfassung

1. Die Leine floß höchstwahrscheinlich nach dem Rückzug des Inlandeises im Jungdiluvium und auch noch im Altalluvium nach Westen zur Weser durch die Senke des Steinhuder Meeres, das als alluvialer Stausee, gebildet durch die Aufschüttung der Weserniederterrasse, gedeutet wird.
2. Durch Verschlickung bzw. Versandung ihres alten Laufes zwischen Moordorf und dem Toten Moor bei Neustadt am Rübenberge wurde sie zur

7) Cassel, Geschichte der Stadt Celle, S. 27. Der Speicher, S. 559. — v. Boehn, Aller und Fuhse im Celler Stadtgebiet.

Aller abgelenkt; zunächst in dem bald wieder verlassenen Lauf über Mecklenhorst zum heutigen Leinetal bei Basse, dann in ihrem jetzigen Lauf über Neustadt, dessen jugendliches Alter die Stromschnelle von Neustadt beweist. Die hierzu gehörende Leineniederterrasse ist alluvialen Alters nach dem Auftreten ihrer Schlickbedeckung, ihre jüngere Stufe gehört dem Früh-Atlantikum an.

3. Die mit der Laufänderung verbundene Tieferlegung der Erosionsbasis führte zur Erosion des unteren Leinetales in alluvialer Zeit. Es entstand zunächst in einer Zeit schwächerer Erosion die alluviale, vom älteren Leineschlick bedeckte Niederterrasse der Leine, die im Allerurstromtal ein flaches Schlickdelta bildet. Bis zur ersten Phase des Atlantikums war das heutige 5—7 m tiefe Alluvialtal der unteren Leine erodiert.

4. Der jüngere Leineschlick bezeichnet die jüngste, gegenwärtig noch andauernde Phase der Accumulation im unteren Leinetal seit dem Atlantikum.

5. Noch jünger sind anscheinend die Schlickablagerungen der aus dem hannoverschen Berglande von Süden her zuströmenden Ocker, Fuhse und Aue im Allerurstromtal, deren miteinander zusammenhängende Schlickbildungen von der Ockermündung bis Celle reichen und eine Verlegung des Allerlaufs auf die nördliche Talseite erkennen lassen.

6. Junge tektonische Bewegung dürfte in alluvialer Zeit zur Entstehung der Stromschnellen von Celle und der jüngsten Allerterrasse zwischen Celle und der Leinemündung geführt haben.

Literaturverzeichnis

Beschoren, B.: Erläuterungen zu Blatt Otternhagen. — Im Archiv d. Geolog. L.-A. Berlin.

— : Zur Geschichte des Havellandes und der Havel während des Alluviums. — Jb. Pr. Geol. L.-A. f. 1933, 54. Berlin 1934.

Birk, C.: Das Tote Moor am Steinhuder Meer. — Arbeiten Labor. f. d. techn. Moorverwertung i. Han. 1. Braunschweig 1914.

Boehn, O. v.: Aller und Fuhse im Celler Stadtgebiet. — Der Sachsenspiegel, Beilage der Celle'schen Zeitung, 1934, Nr. 2.

Cassel, C.: Geschichte der Stadt Celle. — Celle 1930.

Der Speicher: Heimatbuch für den Landkreis Celle. — Celle 1930.

Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. 1:25 000, Lief. 187 und 302.

Grupe, O.: Zur Kenntnis des einheimischen und nordischen Diluviums in der weiteren Umgebung von Hannover. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., XLII, S. 181 u. f. Berlin 1926.

Grahmann: Mitteldeutsche Flußauen in vorgeschichtlicher Zeit. — Manus 26, S. 37 u. f. 1934.

Harbort, E.: Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der näheren Umgebung von Neustadt a. Rbge. — Berlin 1910.

Kohl, J. G.: Nordwestdeutsche Skizzen I. — 1909.

Kühnhold, H.: Basse. Gohgräfschaft — Vogtei — Kirchspiel. — Neustadt a. Rbge. 1909.

Mengel, P. F.: Das Oderbuch. Bd. II. — Eberswalde 1934.

Monke: Bericht über die agronomische Untersuchung der Kgl. Domäne Mecklenhorst bei Neustadt a. Rbge. — Im Archiv d. Pr. Geol. L.-A. zu Berlin.

Stoller, J. †: Alluvium. — In Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. — Berlin 1931. Mit Übersichtstabelle von K. v. Bülow.

Urschrift eingegangen am 9. Februar 1935
Druckauftrag erteilt am 23. Dezember 1935

Das Alter der Gneiskonglomerate des „Fürstensteiner Kulms“

Von F. Zimmermann, Waldenburg i. Schles.

Hierzu Taf. 19, Fig. 4

Obwohl die Gneiskonglomerate des „Fürstensteiner Kulms“ im Norden des Eulengebirges schon seit L. v. Buch's und Raumer's Zeit in der Literatur bekannt sind, ist doch ihr Alter bis in die neuste Zeit hinein umstritten gewesen.

Die älteren Autoren, wie F. Roemer, Göppert und W. Dames, sahen in den gesamten Konglomeraten, Grauwacken und Tonschiefern zwischen Bögendorf, Nd.-Salzbrunn, Quolsdorf und Freiburg Ablagerungen des Unterkarbons; doch war ihnen schon das oberdevonische Alter der Kalkvorkommen von Freiburg und Ober-Kunzendorf bekannt, die sie als ältere Aufragungen inmitten jüngerer Schichten ansahen.

Diese Auffassung galt bis in die neuste Zeit als richtig, bis E. Zimmermann schon bei der Kartierung von Blatt Freiburg 1912 [3]), erst recht jedoch durch Fossilfunde in den Schiefern des Blattgebietes Schweidnitz 1924 [5]) zu der Überzeugung kam, daß zum mindesten die bisher als cs 1 kartierten Schiefer und Grauwacken dem Oberdevon angehören müßten. Es lag daher nahe, die damit verbundenen, meist klein- bis mittelstückigen grauen Konglomerate und schließlich auch die groben Gneiskonglomerate mit in die oberdevonische Schichtenfolge einzubeziehen. Dieser Auffassung begegnen wir in der Darstellung der genannten Schichten als tos, tog und togg auf Blatt Schweidnitz.

Dagegen rechnet Bederke 1924 [4]) und 1929 [6]) nur die Schiefer der Freiburger klastischen Schichtenfolge wegen ihres Fossilinhaltes zum Oberdevon, während er in bezug auf die grauen und die Gneiskonglomerate an der älteren Auffassung des unterkarbonischen Alters festhält. Für das jüngere — unterkarbonische — Alter der Gneiskonglomerate sprachen einmal die besonders an der Basis massenhaft vorkommenden Gerölle oberdevonischer Korallen- und Brachiopodenkalke und ferner auch ihre Lagerungsverhältnisse gegenüber dem kenntlichen Oberdevon und Kulm. Diese von der Darstellung E. Zimmermann's stark abweichende Auffassung Bederke's bezüglich der Oberdevon-Kulmanteile an dem Aufbau des in Frage stehenden Gebietes geht deutlich aus seiner Übersichtskarte [6]) hervor.

An diesen gegensätzlichen Auffassungen vom Alter der Gneiskonglomerate ist vor allem die mangelnde Kenntnis von irgendwelchen, aus den Schichten selber und nicht aus Geröllen stammenden Fossilien schuld. Zwar war es schon Göppert [1]) gelungen, „im Herbst 1849 organische Reste, nämlich Calamiten, und zwar in der feinkörnigen, aus Trümmern von Feldspat, Quarz und Glimmerblättchen zusammengesetzten Grauwacke aufzufinden“. Bis in die neuste Zeit hinein spielen diese Calamiten-Funde Göppert's in der Literatur eine Rolle. Aber weder in der Breslauer Sammlung noch sonst habe ich die Urstücke zu Göppert's Angaben finden können; möglicherweise hat Göppert keine Belegstücke gesammelt; auch findet sich nirgends eine Ab-

bildung davon. Und doch wären sie in der Zwischenzeit sehr wichtig gewesen, um die Angaben Göppert's nach dem heutigen Stande überprüfen zu können. Denn mit den alten Bezeichnungen „*Calamites*" oder „*C. transitionis*" müssen wir heute erfahrungsgemäß sehr vorsichtig sein. Derartige Benennungen finden wir auch für Pflanzenreste aus jetzt als sicher oberdevonisch bekannten Schiefern, z. B. vom Bahnanschnitt Liebichau und Bögendorf [1, 2]). Wir haben jedoch 1932 [7]) nachgewiesen, daß die alten Bezeichnungen „*Calamites transitionis*", „*C. roemeri*" usw. für die in Frage stehenden Pflanzenreste heute nicht aufrecht erhalten werden können, da es sich dabei überhaupt nicht um Reste von Calamiten, sondern um nur entfernt ähnliche längsrippige, ungegliederte Pteridophyten-Stengel unbekannter Zugehörigkeit handelt. Die Angaben Göppert's sind also für eine wirklich zuverlässige Alterseinstufung der Gneiskonglomerate nicht verwendbar.

Vor kurzem ist es mir nun gelungen, in den Gneiskonglomeraten des „Fürstensteiner Grundes" von neuem Pflanzenreste aufzufinden. Der Fundpunkt liegt nördlich der „Alten Burg" unmittelbar am Fußwege durch den Grund, kurz vor dem kleinen Durchgangstunnel. Die Konglomerate sind hier weniger grobstückig und führen stärker gerundete Gerölle. Auch sind hier aus zerriebenem Gneismaterial entstandene Grauwackenbänke eingelagert, und in einer solchen hart an der Grenze gegenüber grobem Konglomerat fanden sich die Pflanzenfossilien.

Die meisten der durchweg nur derberen Pflanzenreste sind bei dem groben Einbettungsmaterial so mangelhaft erhalten, daß eine genaue Bestimmung unmöglich ist. Immerhin lassen einige Stengel mehr oder weniger deutlich erhaltene Längsstreifen oder -rippen erkennen, so daß man an eine Zugehörigkeit zu Calamiten denken kann. Doch liegen bei keinem der Stücke die Verhältnisse so klar, daß man sie mit einiger Sicherheit und unbedenklich dieser Pflanzengruppe zuweisen könnte.

Am deutlichsten erkennbar und daher auch wirklich bestimmbar ist ein Lepidophyten-Rest, der aus mehreren dicht gedrängten, in Schrägreihen angeordneten polsterförmigen Erhabenheiten besteht. Die Hautgewebe sind nicht mehr erhalten, so daß man Einzelheiten der Narben usw. nicht feststellen kann. Es liegt hier vielmehr der als *Bergeria* bezeichnete Erhaltungszustand eines *Lepidodendron* vor, und Größe und Stellung der Polster zueinander weisen auf ein *Lepidodendron* nach Art von *Veltheimi* hin (s. Taf. 19, Fig. 4), vergleichbar dem Stück bei Göppert [2]) auf Taf. 41, Fig. 2.

Dieses *Lepidodendron* ist für die Frage, ob Oberdevon oder Kulm, vollkommen ausschlaggebend. Zwar kennen wir auch schon aus den Devonschiefern und -mergeln von Bögendorf, Liebichau und besonders Ober-Kunzendorf, von wo sehr reichhaltiges neues, noch unveröffentlichtes Material vorliegt, die verschiedenartigsten Lepidophyten-Reste; doch handelt es sich hierbei durchweg um kleinere Stämmchen, deren Polster nicht im entferntesten die Größe wie bei unserm Stück in Abb. Taf. 19, Fig. 4 erreichen. Ein oberdevonischer Vertreter der Lepidophyten kommt als Vergleichsform nicht in Frage. Einzig und allein bleibt nur ein echtes Lepidodendron, wie z. B. *L. veltheimi* übrig, eine Art, die wie die Gattung *Lepidodendron* überhaupt erst im Unterkarbon erscheint, und zwar schon in den untersten Partien, wie z. B. die Funde im alten Kulm von Rudelstadt lehren. Aus diesem Grunde müssen also auch die Gneiskonglomerate des Fürstensteiner Grundes dem Kulm zugerechnet werden.

Auch der Erhaltungszustand der pflanzlichen Überreste kann zur Altersbestimmung mit herangezogen werden. Falls bei unseren oberdevonischen Pflanzen, z. B. von Liebichau oder Bögendorf, überhaupt Substanz vorhanden ist, besteht sie entweder aus ziemlich widerstandsfähigem Brauneisen oder in besonders frischen Gesteinen aus Anthrazit. Beides trifft bei den Pflanzenresten aus den Gneiskonglomeraten nicht zu; vielmehr ist hier der Erhaltungszustand mehr kohliger Art.

Einzeltatsachen und Gesamteindruck der Pflanzenreste aus den Gneiskonglomeraten des Fürstensteiner Grundes weisen also in dieselbe Richtung wie die bisher als Beweise verwandten Tatsachen der Devonkalk-Geröllführung und der Lagerungsverhältnisse: die Gneiskonglomerate gehören dem Unterkarbon an.

Die Gneiskonglomerate am Nordrande des Eulengebirges haben also das gleiche Alter wie die am Südrande zwischen Silberberg und Volpersdorf, die nach oben hin in den „älteren“ Kohlenkalk übergehen, und zwar nicht nur ein Teil dieser Gneiskonglomerate, wie in den Erläuterungen zu Blatt Lauterbach 1925, S. 8, als möglich zugegeben wird, sondern offenbar die gesamte, eine Einheit bildende Konglomeratmasse auf den Blättern Freiburg und Schweidnitz (cgg + togg) zwischen Fröhlichsdorf und Ober-Kunzendorf samt dem heute isolierten östlichen Vorposten der Hopfen-Lehne und des Tiemten-Berges.

Die Verhältnisse in dem Eisenbahneinschnitt westlich der Försterei Wiesenmühle bei Liebichau haben diese Auffassung bestätigt. Die zahlreichen, teils hellfarbenen, teils dunkel blaugrauen Gerölle von Korallen- und Brachiopodenkalken sitzen nicht nur in dem Gneiskonglomerat, wie z. B. bei der „Alten Burg“ oder bei Polsnitz, sondern ebenso auch in den ihm hier eingeschalteten Schiefern, die daher gleichalterig sind und die sich auch sonst — nicht zuletzt durch die kräftig grüne Farbe — von den tos-Schiefern stark unterscheiden. Innerhalb der Freiburger Schichtenfolge bilden also die Gneiskonglomerate nicht das älteste Glied des Oberdevons, sondern sie gehören bereits dem Unterkarbon an.

Schrifttum

1. Göppert: Fossile Flora des Übergangsgebirges. — Nova Acta Kais. Leop. Ak. Natf., 22. Suppl.. Breslau u. Bonn 1852.
2. —: Fossile Flora der silurischen, der devonischen und unteren Kohlenformation. — Ebenda, 27. Suppl. 1859.
3. Berg, G., Dathe, E. u. Zimmermann, E. I: Bl. Freiburg und Erläuterungen. — Berlin 1912.
4. Bederke: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Berlin 1924.
5. Cramer, R., Finckh, L. u. Zimmermann, E. I: Blatt Schweidnitz und Erläuterungen. — Berlin 1924.
6. Bederke: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Berlin 1929.
7. Gothan, W. u. Zimmermann, F.: Die Oberdevonflora von Liebichau u. Bögendorf (Niederschlesien). — Arb. Inst. Paläobot., 2, 2. Berlin 1932.

Urschrift eingegangen am 28. Mai 1935
Druckauftrag erteilt am 14. Dezember 1935

Ergänzende Bemerkungen zu Eleutherophyllum mirabile Stur

Von W. Gothan-Berlin und F. Zimmermann-Waldenburg

Hierzu Taf. 19, Fig. 1—3

Neuere Funde von beblätterten Achsen des *Eleutherophyllum waldenburgense* Stur haben mehrere für das Verständnis dieser eigentümlichen Pflanze sehr wichtige Befunde geliefert, die daher im folgenden mitgeteilt werden sollen (vgl. Zimmermann, 4, 1930). Zunächst ist es gelungen, ein Stück mit der Fruktifikation der Pflanze zu finden (Taf. 19, Fig. 1, 2). Der betreffende fertile Sproß stellt sich dar in Form der gewöhnlichen blatttragenden Sprosse der Pflanze. Die Blätter sehen aus wie die gewöhnlichen sonstigen Blätter der Pflanze mit dicker konischer Basis und feinen, pfriemlich auslaufenden Enden. Die Blätter stehen hier ziemlich senkrecht vom Sproß ab. Auf der Oberseite des verdickten Teils sitzt — anscheinend in Einzahl — eine relativ große „Spore". Ob es sich bei diesen Sporen etwa um Sporangien handelt, kann nicht entschieden werden, doch möchten wir annehmen, besonders wegen der ziemlich auffallenden Analogie mit der Pinakodendron-Fruktifikation, daß es sich um eine Spore handelt. Beim Präparieren des Stückes zeigte es sich, daß wohl jedes Blatt in dieser Region eine solche Spore trug, indem unter einem Sporen tragenden Blatt ein neues solches zum Vorschein kam. Die Sporen scheinen sehr leicht herausgefallen zu sein, so daß man nur an einer geringen Anzahl von Stellen sie noch wirklich ansitzend findet. Ob der Sproß in seinem ganzen oberen Teil mit Sporophyllen besetzt war, läßt sich nicht genau sagen. Bei unserm Stück sind die Sporen auf eine Länge von 15 cm erkennbar.

Die Art der Fruktifikation wirft nun auf die nähere systematische Verwandtschaft des *Eleutherophyllum* ein klareres Licht. Trotz der deutlichen „Artikulierung" der Sprosse und Rhizome, die sich ja auch in der Artikulierung der Stele ausprägt, muß die nähere Verwandtschaft bei den Lycopodialen gesucht werden. Wir hatten oben schon die Analogie mit den fertilen Sproßstücken von *Pinakodendron* erwähnt. Auch diese Lycopodiale bildet keine Zapfen als Fruktifikation aus, sondern die fertilen Sprosse sehen mehr oder weniger wie gewöhnliche blattragende Sprosse aus, deren Blätter jedoch an der Basis auf der Oberseite mehrere — wahrscheinlich vier — Makrosporen tragen. Eine Nichtausbildung der fertilen Sprosse als Zapfen findet man ja auch heute noch bei *Lycopodium selago* und Verwandten, und schließlich kann man hier auch den karbonischen *Omphalophloios* erwähnen, der ebenfalls keine gesonderten Zapfen ausbildete; indes sind hier an der Blattbasis richtige Sporangien sichtbar. Renier (3, 1920) hat nach-

gewiesen, daß die spitzbogige Narbe, die früher immer unterhalb der Blattnarbe gestellt wurde, den Sporangiumabdruck darstellt und daher sicher nach oben zu orientieren ist. LUTZ (2, S. 127) hat sicher mit Recht darauf hingewiesen, daß *Eleutherophyllum* mit *Lepidodendropsis*[1]) verwandt ist. Wir glauben jedoch nicht, daß man die „fast" quirligen Polster von *Eleutherophyllum* als sehr „flache" Schrägzeilen deuten und sie zu Scheinquirlen umstempeln kann, wie schon ein Blick auf die alten WEISS'schen Figuren lehrt. Es handelt sich trotz aller lycopodialen Verwandtschaft bei *Eleutherophyllum* um wirkliche Quirlstellung, worauf auch die Gliederung der Stele hinweist. Daß außerdem Schrägzeilen bemerkbar sind, ist eine Sache für sich, und eine Quirlstellung gibt es ja auch noch unter den Lycopodialen bei *Sigillaria* und *Lepidodendron volkmannianum*. Hier ist jedoch die Stele ungegliedert, wie jeder Sigillarien-Marksteinkern zeigt. Die quirlige Stellung der Sigillaria-Narben wird noch besonders betont durch die Beschaffenheit der Sigillariostrobus-Achsen mit ihren quirligen Narben.

Bei *Lepidodendropsis* handelt es sich ähnlich wie bei *Cyclostigma* nur um Scheinquirle oder eine gewisse Neigung zu quirliger Stellung, die durch die sehr geringe Neigung der Schraubenlinien der Polster oder Narben hervorgerufen wird.

Gegabelte Blätter bei *Eleutherophyllum* oder „*Hymenophyllum*" *waldenburgense*

Die Blätter der Luftsprosse sind a. a. O. 1930 als starr, fast dornig, fein spitzig mit verdickter Basis beschrieben. Infolge der Starrheit der steif im Gestein steckenden Blätter, die durchaus nicht immer der Schichtspaltfläche folgen, sondern schräg ins Gestein gehen, kann man sie meist nicht in ihrer ganzen Länge verfolgen, sondern sie erscheinen stummelförmig oder wie vorzeitig abgebrochen. An einigen neuen Stücken zeigen sich jedoch die wirklichen Enden der Blättchen; und zwar zeigen sie bei guter Erhaltung, daß sie in eine deutliche kleine Gabel endigen (Taf. 19, Fig. 3). Sie erinnern dadurch an die Blätter von *Protolepidodendron,* bei denen übrigens auch die kleine Spitzengabel nicht immer sichtbar ist. Daß die Gabelung bei unseren Stücken noch seltener sichtbar ist, kann vielleicht z. T. daran liegen, daß die kleine Gabel später abgeworfen wurde; der Hauptgrund liegt aber darin, daß die starren Blättchen quer im Gestein stecken und das terminale Gabelstückchen ebenfalls quer im Gestein steckt. Unter diesen Umständen kann das Gabelchen nur dann sichtbar werden, wenn erstens das Blatt in der ganzen Länge sichtbar und zweitens bei der Sedimentation nach der Schichtfläche ± umgelegt ist. Bei der dornartig starren Natur der Blätter kann das nur ausnahmsweise der Fall sein. Wir nehmen jedenfalls an, obgleich die Gabelung bisher nur in wenigen Fällen wirklich beobachtet worden ist, daß sämtliche Blätter eine Gabelspitze haben oder gehabt haben, da man sich nicht gut vorstellen kann, daß ein Teil der Blätter gegabelt, der andere ungegabelt gewesen ist.

1) Mehrere Arten der Gattung *Lepidodendropsis* sind neuerdings von JONGMANS und GOTHAN im pennsylvanischen Unterkarbon (Poconoschichten) gefunden worden (I, S. 33).

Schlußbemerkung

Die neuen Befunde lassen zusammen mit den alten erkennen, daß die Stellung des *Eleutherophyllum* unter den paläozoischen Pflanzen als recht merkwürdig und isoliert bezeichnet werden muß. Nach der Fruktifikation muß man sie in die Nähe der Lycopodiales oder zu diesen stellen. Am nächsten verwandt sind, wie auch LUTZ meint, die Lepidodendropsis-Arten; doch ist es von diesen durch die ausgesprochene Artikulierung des Stengels und der Stele — bei gleichzeitigem Vorhandensein sehr steil gestellter Blattnarben oder -polster — immer noch scharf geschieden. Weiterhin wird der primitive Charakter, den wir bereits früher der Pflanze zuschreiben mußten (*Psilophytales*-ähnliche „Blätter"), noch weiter betont durch die Auffindung der gabeligen Spitzen der Blätter, die in dieser Form unseres Wissens nur bei dem devonischen *Protolepidodendron* bekannt sind. Wahrscheinlich wird man *Eleutherophyllum* als Vertreter einer besonderen Familie auffassen müssen.

Schrifttum

1. JONGMANS u. GOTHAN: Florenfolge und vergleichende Stratigraphie des Karbons der östlichen Staaten Nordamerikas. — Jaarversl. Geol. Buro Heerlen für 1933. Heerlen 1934.

2. LUTZ: Zur Kulmflora von Geigen bei Hof. — Paläontogr., 78, B, S. 114 ff. 1933.

3. RENIER: Découverte d'échantillons *d'Omphalophloios anglicus* STBG. sp. — Ann. Soc. Scientif., 3. sect., S. 1 ff. Bruxelles 1920.

4. ZIMMERMANN, F.: Zur Kenntnis von *Eleutherophyllum mirabile* (STBG.) STUR. — Arb. Inst. Paläobot. etc., 2, 1, S. 81 ff. 1930.

Urschrift eingegangen am 28. Mai 1935.
Druckauftrag erteilt am 18. Dezember 1935.

Neue Beobachtungen an Palmatopteris subgeniculata Stur sp.

Von W. Gothan-Berlin und F. Zimmermann-Waldenburg

Hierzu Tafel 20

Die vorliegende Art hat bisher in der paläobotanischen Literatur wenig Beachtung gefunden, da sie eigentlich häufig oder wenigstens nicht selten nur aus dem Waldenburger Liegendzug (unteres Namur) bekannt ist. Nach unsern Beobachtungen scheint sie vor allem im unteren Teil des Liegendzuges vorzukommen, da wir sie besonders zusammen mit *Cardiopteridium* im 0-Flöz gefunden haben. Von diesem Flöz stammt meist das neue Material, das die neuen Betrachtungen ermöglich hat. Auch Stur's Material stammte eigentlich nur aus Niederschlesien, und zwar aus dem Felde der Segen-Gottes-Grube. Er gibt zwar zwei Fundpunkte aus den Ostrauer Schichten an, die er selber als zweifelhaft bezeichnet und die wir um so mehr vernachlässigen können, als weder Gothan noch Patteisky wirklich brauchbare Stücke aus Oberschlesien oder dem Ostrauer Revier gesehen haben. Trotzdem ist dieses „zartfiedrige“ [1]) *Diplotmema* nicht auf Niederschlesien beschränkt gewesen, sondern kam auch im Altkarbon Britanniens vor; denn Kidston's *Rhodea smithi* (2, Taf. 56, Fig. 1, 2; Taf. 57, Fig. 2, 3) ist offenbar nichts anderes als unsere Art. Sonst ist die Pflanze eigentlich nur von H. Potonié u. Gothan erwähnt worden als *Palmatopteris subgeniculata* (vgl. z. B. Gothan, 1, S. 42), die z. T. eine Stur'sche Figur kopiert haben. Wir erwähnen noch, daß bereits im Unterkarbon ähnliche Formen vorkommen (Kulm Bhf. Altwasser, leg. F. Zimmermann, Abb. 1 a). Als nächstverwandte Art unserer sehr schmalfiedrigen Form ist *Diplotmema geniculatum* Germar & Kaulfuss zu nennen, eine seltene Form des jüngeren Westfal, die sich durch weniger sparrige, breitere und dichter stehende Fiedern auszeichnet. Wegen der Verwandtschaft mit dieser Art hat Stur auch den Namen *subgeniculatum* gewählt.

Von H. Potonié wurde als eine besonders hervorstechende Eigenschaft vieler Karbonpflanzen die gabelige Verzweigung hervorgehoben, z. B. bei Lepidophyten-Stämmen und besonders beim Wedelaufbau mancher Pteridophyllen. Wir wissen nun zwar, daß z. B. *Lepidodendron* keineswegs nur gabelig verzweigt war, sondern an vielen Stellen bereits sympodiale Verzweigung zeigte; der Potonié'sche Hinweis bleibt aber trotzdem für viele Fälle richtig, wie z. B. für die Sigillarien-Verzweigung und manche Pteridophyllen-Wedel, wie Mariopteris und die Wedel der *Lyginopteris*-Gruppe. Auch die Diplotmemen, denen ja Stur deswegen den Namen gegeben hat, werden als gabelig verzweigt bezeichnet, und H. Potonié hat für *Palmatopteris furcata* das

1) Trotz des zarten Aussehens müssen die Blättchen von etwas steifer Beschaffenheit gewesen sein, wie die Erhaltung nahelegt (s. auch S. 214).

früher besonders ausgeführt (3, 1892, S. 1 ff.). Auch solche Formen wie *Sphenopteris adiantoides* haben „echt gabelige" Wedel, und solche sind auch sehr typisch für die besonders aus England bekannten Wedel der *Sphenopteris (Telangium) affinis* und die Sphenopteridien der Kulms. Bei diesen beiden letztgenannten galt die Gabelung als durchaus echt. Es hat sich aber neuerdings gezeigt, daß man mit der Annahme der echten Gabelung doch vorsichtiger sein muß. So hat WALTON bei einer *Sphenopteridium*-ähnlichen Form der altbekannten *Sphenopteris teiliana* nachgewiesen, daß die Gabelung unecht ist, da bei vollständigen Stücken sich zeigt, daß aus dem Gabelwinkel ein fruktifizierender Wedelteil entspringt, der offenbar nach der Reife abfällt und oft keine Spur hinterläßt, so daß die meisten Stücke echte Gabelung vortäuschen. Zu der Frage der echten und falschen Gabelung der betreffenden Karbon-Pteridophyllen haben nun die neuen Stücke unseres *Diplotmema subgeniculatum* ebenfalls einen Beitrag geliefert, der zeigt, daß selbst bei so typischen *Diplotmema*-Formen wie unserm *Dipl. subgeniculatum* falsche Gabelungen vorliegen, so daß diese Art aus den Diplotmemen im eigenen Sinne ausscheiden müßte. Schon STUR hat (4, 1877, Taf. 12, Fig. 8) ein Wedelstück der Art abgebildet mit einer Knospe im Gabelwinkel, die er als Fruktifikation deutete. Die späteren Autoren haben diese „Knospe" mehr als ein Zufallsgebilde (etwa konkretionärer Art) angesehen und darauf wenig Wert gelegt. Unsere neuen Stücke zeigen aber, daß es sich keineswegs um ein Zufallsgebilde handelt, sondern um eine wirkliche Knospe, die schließlich, ähnlich wie heute bei vielen Gleichenien-Arten, zu neuen Wedelteilen auswuchsen. Die gefundenen Stücke zeigen die Knospenbildung in verschiedenen Entwicklungsstadien. Am kleinsten erscheint sie auf dem Stück (Taf. 20, Fig. 1), wo auch die Gabelzweige, zwischen denen sie sitzt, viel dünner sind als bei den anderen Stücken. Die Knospe ist hier noch so klein, daß man dieses Gebilde wohl übersehen oder nicht beachtet hätte. Es gewinnt erst Bedeutung und Klärung durch die anderen. Das Stück (Taf. 20, Fig. 2) zeigt die Knospe in dem Stadium etwa wie in der alten Figur bei STUR. Die Gabelzweige sind hier schon bedeutend stärker. Das Stück zur nächsten (Taf. 20, Fig. 3) befindet sich auf derselben Platte mit Fig. 2. Die Knospe ist hier schon deutlich gestielt und läßt außerdem erkennen, daß die Knospe etwas seitlich sitzt. Auch die anderen Stücke lassen das mehr oder weniger gut erkennen. Eine weitere Entwicklungsstufe zeigt Taf. 20, Fig. 4. Hier ist das linke Gabelstück vollständig abgefallen, und die Knospe ist bereits in mehrere Teile zerlegt und offenbar im Begriff, zu neuen Wedelteilen auszuwachsen, von denen man aber Einzelheiten noch nicht erkennen kann. Die Teile sehen aus wie einwärts gekrümmte, krallenförmige Organe, nicht unähnlich ganz jungen, noch eingerollten Farnwedeln. Schließlich zeigt das Stück Abb. 1 b ein vollständiges, aus der Gabel herausgewachsenes Stengelstück, das oben abgebrochen ist. Wahrscheinlich bildet aber das weiter oben sichtbare, ebenso breite und ebenso skulpturierte, in derselben Richtung liegende und oben verzweigte Stengelstück die Fortsetzung von dem unteren. An diesem Stück sind die beiden Gabelteile des Wedels recht vollständig erhalten. Dieses Stück ist auch morphologisch besonders interessant, weil es die Vermutung nahelegt, daß der Stengel unterhalb der Gabelung und die Fortsetzung davon oberhalb als Stamm anzusprechen sind und nur die Seitenteile als Wedel. Anderseits weist das Stück Taf. 20, Fig. 1 darauf hin, daß auch weitere Gabelungen der Wedel Knospen bilden können; jedoch haben wir in der

Gabelungsstelle von Taf. 21, Fig. 1 links bei × keine Knospe finden können. Die gabelig-diplotmematische Verzweigung der Wedel selbst ist überhaupt ziemlich unregelmäßig, und der Wedelteil auf unserer Abb. 1 b rechts läßt überhaupt keine richtige Gabelung erkennen.



Abb. 1. a) *„Diplotmema"* sp. aus dem Unterkarbon vom Bahnhof Altwasser (1/2). b) *Palmatopteris subgeniculata* Stur sp., mit aus der Gabelung herausgewachsener Wedelaxe. Segen-Gottes-Grube b. Altwasser. Phot. u. gez. F. Zimmermann.

Daß auch morphologisch eine deutliche Verschiedenheit zwischen den Wedelstielen und der als Stamm angesprochenen Achse besteht, zeigt auch die äußere Beschaffenheit. Die Wedelstiele zeigen eine kielförmige Mittellinie und sonst nur dünne feine Längsstreifung. Der „Stamm" zeigt eine sehr breite Mittelpartie mit beiderseitig sehr schmalem Rand und außerdem lockere längliche Male. Dieselben zeigt auch das „Stamm"stück oberhalb der Unterbrechung auf unserer Abb. 1 b, dessen Zugehörigkeit zu dem unteren, in der Gabel stehenden Stammstück so noch wahrscheinlicher gemacht wird. Von

besonderem Interesse für die Frage des Stammes unserer Pflanze ist endlich das Stück Taf. 20, Fig. 5 ($^1/_3$ nat. Gr.) mit breiterem, schwach berandetem Stamm, das sicher zu unserer Art gehört, wie auch der rudimentäre Wedel an der Basis des Zweigstücks links oben zeigt. Dieses Stück zeigt auch besonders deutlich, daß es sich sicher um eine kletternde Pflanze gehandelt hat, da Pflanzen mit derartig langen und dünnen schlängeligen Stämmen sicher nicht allein aufrecht stehen konnten. Die sparrige Struktur der Wedel mit ihren offenbar gar nicht schlaffen Wedelteilen werden das Klettern und Haften im Gebüsch besonders erleichtert haben, noch besser als die *Mariopteris*-Wedel, für die das KIDSTON ausgesprochen hat.

Schließlich seien noch ein paar Worte über die Beschaffenheit der Knospen gesagt. Diese zeigen, wie schon STUR hervorhob, eine ziemlich dicke Kohle mit rauher grubig-punktierter Oberfläche, besonders deutlich die schon ausgewachsene Knospe in Taf. 20, Fig. 4. Offenbar hängt diese Beschaffenheit mit den allmählich sich herausstreckenden jungen Wedelteilen zusammen.

In diesem Zusammenhange möchten wir noch auf ein Stück aus dem Unterkarbon vom Bahnhof Altwasser (Abb. 1 a) mit eigentümlich starren, sparrigen Fiedern hinweisen, das wie unsere Art ebenfalls einen aus der unten sichtbaren Gabelteilung hervorgehenden Stengelteil aufweist, als dessen Fortsetzung wohl das oben sichtbare, ebenfalls befiederte Gabelstück anzusehen ist. Diese Form scheint also eine ähnliche Verzweigungsweise wie unser *„Diplotmema" subgeniculatum* gehabt zu haben.

Schlußbemerkungen

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß das *„Diplotmema" subgeniculatum* überhaupt kein Diplotmema, d. h. keine Pflanze mit echt gabeliger Wedelverzweigung, ist und daß man besonders im Hinblick auf die Verhältnisse bei *Diplopteridium teilianum* mit der Beurteilung der echten Gabelverzweigung bei karbonischen Farnlaubwedeln vorsichtig sein muß. Es liegt uns durchaus fern, die beiden genannten Fälle zu verallgemeinern. Wir wollen also nicht behaupten, daß gegabelte Wedel wie bei *Mariopteris, Sphenopteridium, Lyginopteris hoeninghausi* und Verwandten alle nun als solche mit falschen Gabelungen aufgefaßt werden sollen und noch weniger etwa solche wie die des rhätischen *Dicroïdium (Thinnfeldia) odontopteroides, Dichopteris* usw. Wir müssen uns aber darauf gefaßt machen, daß wir bei einer Anzahl dieser Formen ähnliche Überraschungen erleben können wie bei unserer *Palmatopteris subgeniculata*. Ein Vergleich dieser Wedelentwickelung mit der bei *Gleichenia* liegt nahe, und schon WALTON (5, S. 216, 1931) hat darauf hingewiesen. Und ferner liegt es nahe, auf die Verzweigung der karbonischen *Pecopteris pluckeneti* hinzuweisen. Ob es notwendig ist, für unsere Art einen besonderen Gattungsnamen zu verwenden, wie es WALTON mit *Diplopteridium* bei *Sphenopteridium teilianum* getan hat, lassen wir dahingestellt, da *Diplotmema* reine Form- und Sammelgattung ist. *Diplopteridium* wäre nicht verwendbar, da bei diesem der gabelständige Wedelteil spreitenlos und gänzlich zum Fruktifikationsorgan metamorphosiert ist. Wenn erst mehrere Arten mit ähnlicher Verzweigungsentwicklung wie die vorliegende bekannt werden sollten, könnte an eine Aufteilung der sogenannten Diplotmemen gedacht werden.

Literatur

1. Gothan: Leitpflanzen des Karbon und Perm. — In Gürich, Leitfossilien, 3. Berlin 1923.

2. Kidston: Fossil plants of the carboniferous rocks of Gr.-Britain. — Mem. Geol. Survey Gr.-Britain, Paleont., 2. London 1923—1926.

3. Potonié, H.: Über einige Karbonfarne. 3. — Jahrb. preuß. geol. L.-A. f. 1891, S. 1 ff. 1892.

4. Stur: Die Kulmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. — Abh. K. K. Geol. Reichsanstalt, VII, 2. Wien 1877.

5. Walton, J.: Contributions to the knowledge of lower carboniferous plants. III. — Phil. Transact. Roy. Soc. London, B, 219, S. 347 ff. 1931.

Urschrift eingegangen am 28. Mai 1935.

Druckauftrag erteilt am 18. Dezember 1935.

Über einen Lepidostrobus lepidophyllaceus Gutbier

Von W. Hammer-Berlin

Mit einer Abbildung

In der Sammlung der Dresdener Technischen Hochschule fand Prof. Gothan einen *Lepidostrobus* mit Sporophyllen von der Art des *Lepidophyllum majus* oder *lanceolatum,* die nur selten in zusammenhängenden Zapfen gefunden werden. Ganze Zapfen dieser Art sind aus Europa von Zeiller aus Nordfrankreich (Bass. Houill. de Valenciennes, 1888, Taf. 77, Fig. 8) und H. B. Geinitz (Verstein. Kohlenform. in Sachsen, 1855, Taf. II, 7, S. 34) als *Lepidostrobus lepidophyllaceus* Göpp. angegeben worden. Prof. Gothan hat bemerkt, daß solche zusammenhängenden Zapfen sich in dem sächsischen Karbon verhältnismäßig häufig finden, wenigstens enthalten mehrere sächsische Sammlungen solche. Das vorliegende Stück enthält nun auf der einen Seite ein Stück eines solchen Zapfens, der der Länge nach aufgebrochen ist, während die Zapfen meist nur in flach liegendem Querbruch vorkommen, wie sie auch H. B. Geinitz abbildet. Außerdem enthält das Stück eine ziemlich dicke Kohle, und dies brachte auf den Gedanken, das Stück zwecks Auffindung von Sporen zu mazerieren. Diese Arbeit wurde vom Verfasser auf Wunsch von Prof. Gothan übernommen, und die Ergebnisse sind im folgenden mitgeteilt. Das Zapfenstück ist etwa 6 cm lang und 2,5 cm breit. Im unteren Teil des Zapfenstückes liegt die Zapfenachse bloß, der obere zeigt noch ansitzende Sporophylle; der obere Teil des Zapfens ist abgebrochen.

Was die Benennung derartiger Zapfen anlangt, so bestehen da einige Schwierigkeiten und zwar deswegen, weil man die Sporophylle in Gestalt des bekannten *Lepidophyllum lanceolatum* meist isoliert findet. Zeiller hat für sein Stück, das übrigens keineswegs so gut erhalten ist wie die Sächsischen Stücke, die Benennung *Lepidophyllum lanceolatum* beibehalten, während H. B. Geinitz die Benennung *Lepidostrobus lepidophyllaceus* Gutb. nimmt, der den Namen für derartige zusammenhängende Stücke in „Gäa von Sachsen" (1843, S. 90) zuerst gebraucht hat und jedenfalls so beschreibt, daß man auch an H. B. Geinitz'ens Zeugnis erkennt, was er damit gemeint hat. Der Name *Lepidophyllum lanceolatum* für diese sächsischen Stücke wäre kaum praktisch, da es sich bei den Zapfen nicht um die schlanke und längliche Form dieser Sporophylle handelt, sondern um solche mit mehr kurzen und gedrungenen Sporophyllen, was man auch an den sonstigen Stücken aus Sachsen meist sieht. Möglicherweise gehört als Sporophyll zu diesen Zapfen, von denen fast immer nur der obere Teil mit Sporophyllen erhalten ist, das im erzgebirgischen Karbon nicht seltene *Lepidophyllum majus,* dessen Abgrenzung gegen *L. lanceolatum* übrigens noch nicht klar ist. Große deutliche *majus*-Formen scheinen im Westfal C von Saarbrücken, Zwickau-Lugau, Nord-Amerika am meisten vorzukommen (vgl. Lesquereux, Coalflora, I, S. 447, Taf. 69,

Fig. 29; hier wird der Name *L. oblongifolium* benutzt). Der von D. White (Foss. Fl. lower coal meas. Missouri, 1899, Taf. 60) abgebildete *Lepidostr. missouriensis* scheint ein Zapfenteil von *Lepidophyllum majus* zu sein. Möglicherweise gehören die Zwickauer Zapfen auch in diese Verwandtschaft.

Wir werden jedenfalls für unsere Formen bis zur weiteren Aufklärung der Zusammengehörigkeitsverhältnisse der einzelnen Lepidophyllen dieses Typus den Gutbier'schen Namen *Lepidostrobus lepidophyllaceus* beibehalten.

Die angestellten Mazerationsversuche hatten folgendes Ergebnis:

Leicht bemerkbar sind nach vierundzwanzigstündiger Mazeration mit Salpetersäure und chlorsaurem Kali bei Zusatz von Ammoniakwasser große häutige Gebilde, die nachstehend photographiert wiedergegeben sind (Abb. 1 a).

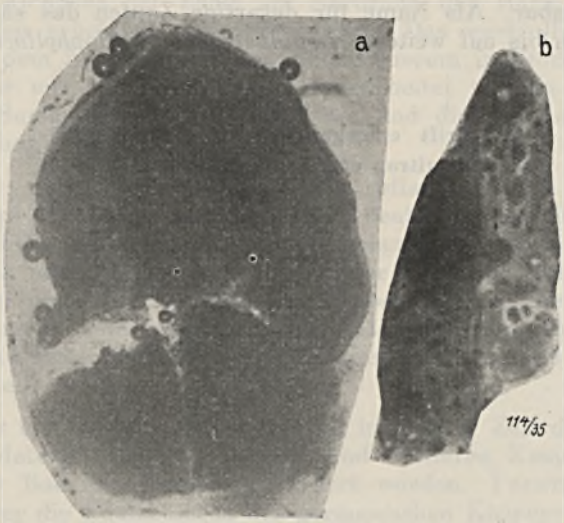


Abb. 1. a) Megaspore aus der Kohle eines *Lepidostrobus lepidophyllaceus* Gutb. aus dem Zwickauer Karbon (ca. $^{20}/_{1}$). b) Häutchen mit Körnchen verschiedener Größe ($^{42}/_{1}$).

Man sieht bei 42maliger Vergrößerung hautartige Gebilde, teils rundlicher, teils mehr eckiger Gestalt, deren Oberfläche glatt, ohne besondere Skulpturen erscheint (Abb. 1b). In der Umgebung dieser Gebilde finden sich Pünktchen und Körnchen, teils rund, teils mehr eiförmig, von ganz verschiedener Größe. Hätten diese Körnchen nur zwei verschiedene Größen, und wäre die Zusammensetzung des Häutchens aus zahlreichen Zellen nachweisbar, so könnte man die Riesengebilde als Sporangien, die kleinen Gebilde als Mega- und Mikrosporen ansehen.

Die kleinen Gebilde haben aber zu unregelmäßige Gestalt, so daß sie nicht als Sporen angesehen werden können. Einmal wurden allerdings zwei unzweifelhafte Sporen beobachtet, die auch von Herrn Dr. Bode gesehen wurden. Allein es gelang nicht, diese zwei Sporen zu fixieren und zu fotografieren.

Sowohl die kleinen Körnchen als auch die größeren runden Gebilde sind in den verschiedenen Regionen des Zapfens vorhanden. Bei weiteren längeren oder kürzeren Mazerationsversuchen wurden auch keine besonderen Ergebnisse mehr erzielt. Die gefundenen Körperchen und Häutchen blieben in ihrer Natur zweifelhaft. Allein das große Gebilde Abb. 1a scheint eine Megaspore darzustellen; dazugehörige Mikrosporen wurden nicht gefunden. Dagegen traten harzähnliche runde Körperchen auf, die mit Häuten zusammen vorkamen. Es kann sich in diesen auch um Humuskügelchen handeln. Trotz dieser nicht sehr befriedigenden Versuche sollten Mazerationsversuche an Zapfen dieser Art an anderem Material fortgesetzt werden.

So kann man als Ergebnis leider nur vermerken: den Nachweis wahrscheinlich recht großer Makrosporen und häutiger Gebilde, die Stengelkutikulen, auch Blattkutikulen sein können. Weitere Corpuscula waren nicht genauer bestimmbar. Als Name für derartige Zapfen des sächsischen Typus bleibt am besten bis auf weiteres *Lepidostrobus lepidophyllaceus* bestehen.

Urschrift eingegangen am 8. Juni 1935
Druckauftrag erteilt am 13. Dezember 1935

Equisetites asperrimus, ein neuer Equisetit aus dem Keuper Mitteldeutschlands

Von Fritz Franke, Berlin-Charlottenburg

Die Flora des mittleren Keupers Mitteldeutschlands ist durch die reichhaltigen Funde Richters bei Thale am Nordrand des Harzes um neue und interessante Arten erheblich vermehrt worden. Das wertvolle Material, das vor Jahren von dem Naturhistorischen Reichsmuseum in Stockholm erworben wurde, ist bisher nur zum kleinsten Teil bearbeitet worden. Tore Linnell hat aus dieser Sammlung die *Sphenozamiten* und die Gattung *Scytophyllum* in zwei Studien beschrieben (1, 2).

Gothan hat vor einigen Jahren diese pflanzenreichen Schichten des mittleren Keupers von Thale nochmals ausgebeutet. Unter den von ihm gesammelten Fossilien, die sich in der Geologischen Landesanstalt in Berlin befinden, wurde ein neuer Equisetit entdeckt, der in dieser Studie beschrieben werden soll. Bei der Durchsuchung der Keuperpflanzen, die in der Geologischen Landesanstalt und im Geologisch-paläntologischen Institut der Universität Berlin aufbewahrt werden, konnte diese Art auch an anderen Fundpunkten festgestellt werden.

Die Kenntnis der Gattung *Equisetites* ist in neuerer Zeit durch die Arbeit Frentzen's an Material aus dem unteren und mittleren Keuper Süddeutschlands, besonders Badens erheblich gefördert worden. Frentzen (2) hat in seiner Schrift über die Equisetaceen des germanischen Keupers die Equisetiten des süddeutschen Keupers, besonders der Sammlungen Südwestdeutschlands gesichtet, die Literatur kritisch durchgearbeitet und die neuen Funde untersucht. Sie gehören den Gattungen *Equisetites* Brongn. und *Neocalamites* Halle an.

Er unterscheidet folgende Arten:

Equisetites arenaceus Jaeger
Equisetites latecostatus v. Münster
Equisetites platypodon Brongn.
Equisetites macrocoleon Schimper
Neocalamites meriani Brongn.
Neocalamites schoenleini Schenk

In den von Gothan gesammelten Exemplaren aus dem Keuper von Thale fanden sich größere Hautfetzen (Abb. 1 b, c) von etwa 5,5 cm Breite und 12 cm Länge mit höckeriger Oberfläche, die im Aussehen an die äußeren Stengelhäute der karbonischen Art *Calamites paleaceus* Stur erinnern, die man z. B. nicht selten im Westfal des Ruhrgebietes isoliert findet. Bei der auffallenden Ähnlichkeit dieser Häute mit den karbonischen Calamiten lag

die Vermutung nahe, daß diese Hautfetzen aus dem Keuper zu einem Equisetiten gehören würden. Durch glückliche Funde, die diese Reste in Verbindung mit einem Equisetiten zeigten, konnte diese Annahme bestätigt werden (Abb. 1 a, b).

Diese Hautfetzen weisen zahlreiche Höckerchen auf, die wie Dornen oder Schuppen aussehen. Bei jüngeren Exemplaren ist die Epidermis grob gekörnelt, bei den älteren verwachsen die Höckerchen zu oft unterbrochenen, querverlaufenden Zickzacklinien.

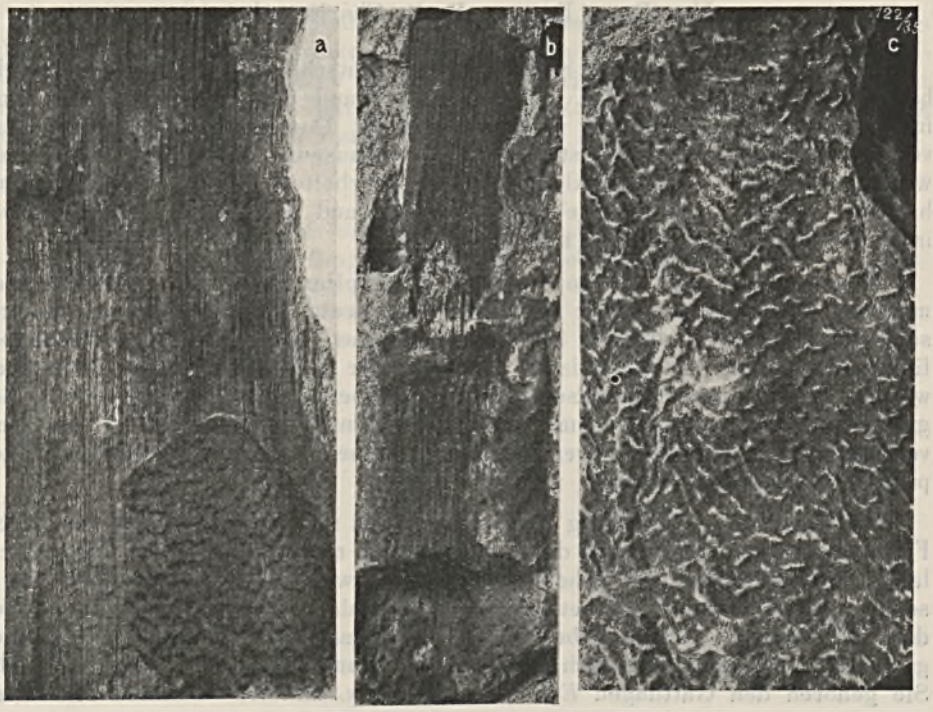


Abb. 1: *Equisetites asperrimus* F. Franke
a) Unterer Keuper an der Straße Neudietendorf—Großrettbach.
b u. c) Mittlerer Keuper von Thale am Harz

Die Stengeloberfläche von *Equisetites arenaceus* Jaeger ist glatt bis auf die furchenartigen Verlängerungen der Kommissurallinien, die sich in den oberen Teil der Internodien ± weit hineinziehen, sich meist nach unten verlieren und nur selten die Basis des nächsten Knotens erreichen. Eine ähnliche Beschaffenheit weist die Oberfläche von *Equisetites platypodon* Brongn. auf. Bei *Equisetites latecostatus* v. Münster sind die Internodien ihrer Länge nach von kräftigen Rippen und breiten Furchen durchzogen.

Die Stämme der neuen Art sind zylindrisch, beträchtlich höher als breit. Genauere Zahlen können, da Stücke mit mehreren Knoten nicht vorliegen, nicht angegeben werden. Bei den zusammengedrückten Steinkernen beträgt

der Durchmesser 2,3—5 cm. Die Marksteinkerne haben zahlreiche feine Rippen, die an den Knotenlinien wenig oder gar nicht alternieren, an den Enden etwas abgestumpft sind und feine Längsstreifung aufweisen. Die Knoten sind bei den vorliegenden Stücken schlecht erhalten, nicht scharf abgesetzt und wenig verbreitert.

Eine höckerige Oberfläche der Rindensteinkerne ist bei den anderen Arten der Gattung *Equisetites* noch nicht beobachtet worden. Es liegt eine neue Art vor, die nach diesem Hauptunterscheidungsmerkmal von den anderen Schachtelhalmen des Keupers *Equisetites asperrimus* heißen soll.

Equisetites asperrimus kommt im mittleren Keuper von Thale nicht selten vor. Außerdem wurde er in den Sammlungen der Geologischen Landesanstalt und des Geologisch-paläontologischen Instituts der Universität Berlin von mehreren Fundpunkten im unteren Keuper Mitteldeutschlands festgestellt. Die charakteristischen Hautfetzen sind schon vor Jahrzehnten zum Beispiel von Lappe in der Gegend von Neudietendorf gesammelt und der Geologischen Landesanstalt überwiesen worden, ohne daß man ihre Zugehörigkeit erkannte. Es liegen ferner Stücke vor von der Fundstelle „Toller Hund" bei Gotha, von den „Fohlenställen" (Blatt Langensalza). Ein besonders großes und schönes Stück von etwa 5 cm Breite und 18 cm Länge mit einem Knoten, das den Zusammenhang der höckrigen Oberfläche mit dem Marksteinkern von *Equisetites* vorzüglich zeigt, wurde schon vor Jahrzehnten im unteren Keuper an der Straße von Neudietendorf nach Großrettbach gesammelt (Abb. 1 a). Das Geologisch-paläontologische Institut der Universität Berlin hat Exemplare von Molsdorf und von Neudietendorf. Das naturwissenschaftliche Heimatmuseum in Erfurt besitzt Stücke dieser Art aus dem unteren Keuper von Erfurt, Meineckestraße, die 1928 von A. Possecker gesammelt worden sind. Gothan fand die Art auch in der Sammlung des Herrn Dr. Rühle von Lilienstern in Hildburghausen.

Zusammenfassung

Ein neuer Equisetit, *Equisetites asperrimus,* mit höckeriger Oberfläche, wird aus dem unteren und mittleren Keuper Mitteldeutschlands beschrieben.

Schriftenverzeichnis

Linnell, Tore: Zur Morphologie und Systematik triassischer Cycadophyten.
1. Die Gattung *Sphenozamites* Brongn. — Svensk Botanisk Tidskrift, Bd. 26, Heft 1—2. 1932.
2. Über *Scytophyllum* Bornemann, eine wenig bekannte Cycadophytengattung aus dem Keuper. — Svensk Botanisk Tidskrift, Bd. 27, Heft 3. 1933.

Frentzen, Kurt: 1. Die Keuperflora Badens. — Naturw. Verein. Karlsruhe 1922.
2. Die Equisetaceen des germanischen Keupers. — Paläontol. Zeitschr., Bd. 15, S. 30—45. 1933.
3. Über die Schachtelhalmgewächse des Keupers. — Aus der Heimat, 47. Jahrg., S. 147—152. 1934.

Urschrift eingegangen am 21. Juni 1935.
Druckauftrag erteilt am 14. Dezember 1935.

Zur Geologie der Asphaltlagerstätten des Weißen Jura bei Eschershausen am Hils unter besonderer Berücksichtigung der Frage ihrer Entstehung

Von O. Grupe, Berlin

Hierzu Tafeln 21—23 und 4 Textabbildungen.

Die Asphaltlagerstätten im Eschershäuser bzw. Vorwohler Bezirk am Hils bilden bekanntlich heute das einzigste dem Abbau dienende Vorkommen natürlicher Asphaltgesteine in Deutschland, nachdem das andere gleichartige Vorkommen der Limmer Asphalte bei Hannover schon seit einer längeren Reihe von Jahren auflässig ist, das ehemalige elsässische Vorkommen von Lobsann uns durch den Versailler Vertrag verlorengegangen ist und sonstige Asphaltgesteine, wie die von Wesecke und Bentheim, nur unbedeutend und wenig bauwürdig sind.

Aber nicht nur in wirtschaftlicher, sondern auch in wissenschaftlicher Beziehung bieten diese Hils-Asphalte besonderes Interesse, und namentlich der wissenschaftlichen Frage nach ihrer Entstehung möchte ich die folgenden Ausführungen widmen auf Grund neuester Untersuchungen[1]), die ich an diesen Lagerstätten habe vornehmen können. Vom Standpunkte unserer Erdöltheorien betrachtet, erhebt sich dabei ganz von selbst die Frage: gibt es irgendwelche Beziehungen dieser Brennstoffgesteine des Weißen Jura zu den benachbarten nordhannoverschen Erdöllagerstätten oder nicht, oder, präziser ausgedrückt, findet die unter den Geologen jetzt wohl vorherrschende Ansicht von der sekundären Entstehung unserer norddeutschen Erdöllagersstätten aus den bituminösen Schichten des Zechsteins speziell auch in dem Asphaltvorkommen von Eschershausen eine Stütze oder nicht? Von vornherein liegt ja die Annahme einer derartig epigenetischen Entstehung der Asphalte sehr nahe, da fast sämtliche Autoren, die sich bislang mit den Asphaltlagerstätten am Hils befaßt haben, ihnen einen sekundären Charakter zuschreiben, der ja bei der horizontalen Beschränkung und andererseits dem größeren Vertikalumfang des Vorkommens an sich durchaus plausibel erscheint. So nehmen Strombeck (1871) und neuerdings Kauenhowen (1927) eine nachträgliche Zuführung des Bitumens aus dem hangenden Wealden, umgekehrt Schöndorf wenigstens bezüglich der gleichartigen Limmer Asphalte aus dem liegenden Posidonienschiefer an, während v. Koenen (1906) und Hoyer (1909) zwar ebenfalls eine sekundäre Infiltration des Bitumens von den Verwerfungsspalten aus postulieren, aber sich über seine Herkunft nicht näher äußern. Einen gegensätz-

1) Bei diesen Untersuchungen wurde ich von den Betriebsführern der Asphaltwerke, den Herren Richter und Ripke, in bereitwilliger und dankenswerter Weise auf Grund ihrer langjährigen Erfahrungen unterstützt.

lichen Standpunkt vertritt Hoffmann (1895), der in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts als erster wohl die Asphaltlagerstätten näher untersucht hat und das Bitumen wenigstens beim Portland- und dem unteren Kimmeridgelager in situ aus den Weichteilen der in den Kalken vorkommenden Versteinerungen entstanden sein läßt. Mit dieser Ansicht von dem ursprünglichen Charakter des Asphaltes steht Hoffmann so ziemlich allein, zumal auch die neueren Erdölgeologen, soweit sie die norddeutschen Erdöllagerstätten aus den bitumenhaltigen Zechsteinschichten des tieferen Untergrundes ableiten, diese Theorie auch auf die Genesis der Asphaltlager am Hils anzuwenden geneigt sind. Erst in letzter Zeit haben einige jüngere Geologen, bzw. Bergbaubeflissene (Rauschenbach, Alletan, Florin), die sich mit den Asphalten von Holzen-Eschershausen als Thema ihrer Meldearbeiten näher beschäftigt haben, und zwar vor allem auf Grund von Dünnschliffstudien eine syngenetische Bildung derselben als wahrscheinlich angenommen. Zu einem analogen Ergebnis führen mich auch meine eigenen Spezialstudien, sowohl die makroskopische Untersuchung über den Schichtverband der Lagerstätten wie die mikroskopische Untersuchung über die Art der Bitumenführung, und ich sehe mich genötigt, meine bisherige Auffassung von der sekundären Entstehung der Asphalte, wie ich sie wenigstens bezüglich des Limmer Vorkommens, bei dem freilich die Verhältnisse weniger klar liegen, vertreten habe, zu berichtigen.

Ich werde nun zunächst einige Bemerkungen über die bergbaulichen, die tektonischen und die stratigraphischen Verhältnisse vorausschicken und dann auf die Genese des Asphaltes auf Grund seiner Strukturformen näher eingehen.

Bergbauliche Verhältnisse.

Was die bergbaulichen Verhältnisse anlangt, so werden die Asphaltgesteine heute zumeist unterirdisch von zwei größeren Gesellschaftsgruppen abgebaut, die sich aus den ursprünglich zahlreichen, mindestens ein Dutzend Einzelwerken nach dem Kriege herausgebildet haben, nämlich einmal der Deutschen Asphalt-A.-G. zusammen mit der Continental-Asphalt--A.-G. und der Lenne-Vorwohler Asphaltfabrik von Haarmann und zweitens der Naturasphalt-Ges. mit der Industrie-Ges. für Steine, Erden und Chemikalien. Die erstere Gesellschaft baut auf dem Schacht „Herzog Wilhelm“ am Sandwege und oberirdisch in dem Tagebruch des Greitberges, während die andere Gesellschaft aus den Gruben „Wintjenberg“ und dem am Glockenhohl gelegenen „Stollen Gustav“ fördert. Östlich markscheidend mit diesen Grubenfeldern hat sodann Ende der 20er Jahre die Asphaltgesellschaft San Valentino (Reh & Co.) ein Pachtfeld erworben und darin vier Tiefbohrungen niedergebracht, die ich habe gleichfalls untersuchen können. Die früheren größeren Tagebaue am Bärenbrink, Waltersberg („Auguste-Viktoria“) und Wintjenberg sind dagegen heute stillgelegt.

Der Verhieb der Lagerstätte erfolgte in der ersten Zeit durch Kammerbau, bei dem etwa 50% des Lagers als Pfeiler stehen blieben. An Stelle dieser wenig rationellen Abbaumethode trat dann Anfang der 20er Jahre der Pfeilerrückbau oder Pfeilerbruchbau, bei dem das Lager im ganzen hereingewonnen wird bis auf die schmalen Restpfeiler, die man aus Sicherheitsgründen stehen läßt und die nur 5—10% der gesamten Masse ausmachen. Bei dieser Art des Abbaus ist das Zubruchgehen der ihrer Stütze fast vollkommen beraubten Hangendschichten die natürliche Folge. Ob und inwieweit dieses

Zubruchgehen der Baue durch das auf über 150 m anwachsende Deckgebirge hindurch bis zur Tagesoberfläche sich auswirkt, muß sich in der Zukunft erweisen. Jedenfalls steht fest, daß entgegen vielfacher Ansicht bis zum heutigen Tage irgendwelche Bergschäden dem Asphaltbergbau nicht zur Last zu legen sind. Die mehr oder minder starken Erdrutsche, die im Bereiche der Asphaltgerechtsamen und darüber hinaus am Hange des Hils in Erscheinung treten und die Forstkulturen beeinträchtigen, haben mit dem Bergbau nichts zu tun. Diese Oberflächenschäden sind in den natürlichen, geologisch-hydrologischen Bodenverhältnissen begründet und kommen durch gleitende Bewegung der durchfeuchteten Neokomtone und der längs des „Saugrabens", einer tektonischen Störungszone, stark zerrütteten Hilssandsteinschichten im Hangenden zustande. Ohne auf diese Verhältnisse im einzelnen hier näher einzugehen, sei nur auf zwei wichtige Tatsachen hingewiesen, einmal auf die Tatsache, daß die stärkere Kupierung des Geländes in Form von „kesselartigen und grabenartigen Vertiefungen" schon in der älteren Literatur (vgl. Erl. des geol. Blattes Alfeld) im Anfange des Jahrhunderts erwähnt wird, also zu einer Zeit, wo erst nur Tagebau getrieben wurde, jedenfalls der Asphaltbergbau bis in dieses Gebiet noch nicht vorgerückt war, und zweitens auf die Tatsache, daß das in der Grube „Herzog Wilhelm" neuerdings überfahrene Obere Lager sowohl im Hangenden des neuen, intakten Streckenbaues des Hauptlagers wie im Hangenden des alten, eingebrochenen Kammerbaus gleichmäßig fortsetzt, ohne irgendwelche Bruch- und Senkungserscheinungen zu zeigen. Aus alledem geht hervor, daß bislang nur, wie das auch der Augenschein in der Grube lehrt, die unmittelbar hangenden Schichten zu Bruch gegangen sind, und daß eine Senkung des weiteren Deckgebirges in merklichem Ausmaße bisher nicht eingetreten ist.

Tektonische Verhältnisse.

Hinsichtlich seiner geologischen Position gehört der asphaltführende Weiße Jura bei Holzen-Eschershausen am Hils dem Südwestflügel der Hilsmulde an, in dem der Reihe nach in ostwestlicher Richtung die verschiedenen Glieder des Braunen und Weißen Jura, sowie des Wealden unter der transgredierenden marinen Unterkreide heraustreten (vgl. Taf. 21 u. Textabb. 1). Das Juragebirge ist also schon vor Ablagerung der marinen Unterkreide durch einen erstmaligen gebirgsbildenden Akt, und zwar der sog. „Hilsphase" (Dahlgrün) der kimmerischen Gebirgsbildung, aufgerichtet und danach in wechselndem, in westöstlicher Richtung zunehmendem Maße denudiert worden. Mit dieser Faltung verbunden waren aber auch eine Reihe von Verwerfungen, die in streichender Richtung hauptsächlich die Juraschichten durchsetzen und ein staffelförmiges Absinken der einzelnen Schollen nach Norden, also nach dem Muldeninnern zu bewirken. Sie sind einmal durch die zahlreichen Bohr- und Grubenaufschlüsse des Asphaltbergbaus nachgewiesen, außerdem aber auch oberflächlich deutlich zu erkennen und durch die Kartierung festzulegen (Taf. 21 u. Textabb. 2). Es handelt sich durchweg um rechtssinnige Verwerfungen mit einem Einfallen von 60—70°. Ihre Bedeutung ist immerhin derart, daß sie im Bergbau unter besonderem Namen bekannt sind. [2])

2) Bei der bisherigen kartographischen Darstellung des geologischen Blattes Alfeld haben diese Verwerfungen allerdings keine besondere Berücksichtigung erfahren.

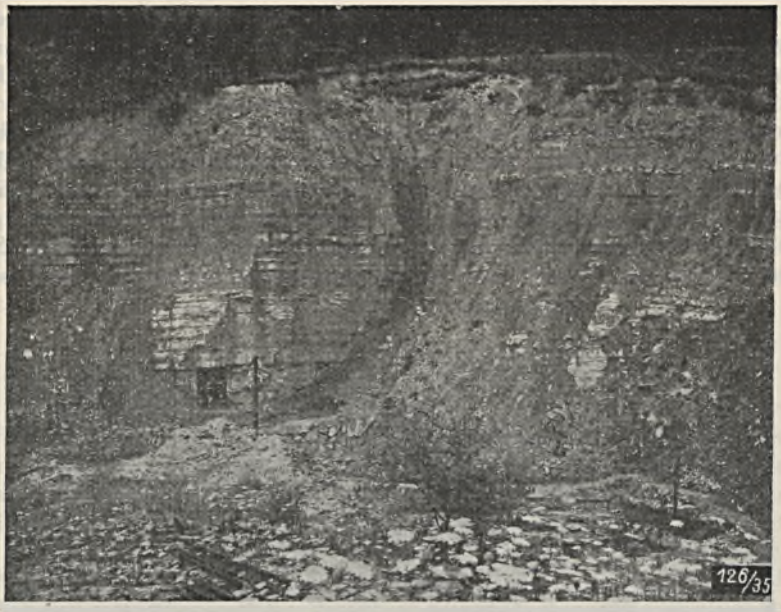


Abb. 1
Tagebruch der Industrie-Gesellschaft am „Glockenhohl".
Asphaltlager der Gigasschichten, überlagert von Eimbeckhäuser Plattenbalken und zu oberst von transgredierendem Neokom.

Die südlichste ist die „Ehrekenbergverwerfung". Sie legt an der Nordseite des Ehrekenberges zunächst Mittleren Kimmeridge und transgredierende Unterkreide neben verschiedene Glieder des Oxford und Kimmeridge und prägt sich weiterhin am Greitberg auch landschaftlich dadurch besonders aus, daß sie hier die Klippen des Korallenooliths plötzlich abschneidet. Die nächste nach Nordosten folgende streichende Störung ist die sog. „Wintjenbergverwerfung", bzw. in ihrer Fortsetzung die „Industrieverwerfung". Sie wird in längerer Erstreckung in dem alten großen Tagebau „Auguste-Viktoria" sichtbar, dessen Portlandlager sie gegen Mittleren Kimmeridge verwirft. Als Wintjenbergverwerfung verschiebt sie über Tage Neokomton gegen Hilssandstein, während sie unter Tage nach den neueren Grubenaufschlüssen der Deutschen Asphalt-A.-G. das Hauptlager des Mittleren Kimmeridge vom Portlandlager trennt. Eine dritte streichende Störung verwirft an den Ithwiesen die Portlandlagerstätte der ehemaligen Gewerkschaft „Herkules" gegen Unteren und Mittleren Kimmeridge, bildet in gleicher Weise im Hilsborntal die Grenze zwischen den Gigaskalken des Bärenbrinks und Mittlerem Kimmeridge der Poppenburg, setzt weiterhin am „Buchenbrink", dem Nordhange des Greitberges, durch die Gigasschichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke, diese gegenseitig verschiebend, hindurch und verwirft schließlich innerhalb der Kreide Hilssandstein gegen Neokom. Von dieser Störung zweigt sich eine vierte Störung am Fuße des Spechtsbornkopfes ab, die zunächst Neokom und jenseits einer Querverwerfung die Münder Mergel weithin gegen Unteres Portland abschneidet. Zu diesen streichenden Brüchen treten noch einige Quer-

brüche hinzu, von denen der eine zwischen Ehrekenberg und Wintjenberg, ein anderer am Hange unterhalb der Ithwiesen größere Sprunghöhen aufweist. Eine eigenartige Störung stellt sodann noch der als deutliche Terraineinsenkung dicht unterhalb des Hilssandsteinkammes viele Kilometer weit zu verfolgende „Saugraben" dar, eigenartig insofern, als es sich um eine breitere Zerrüttungszone handelt, in deren Bereiche bis zum heutigen Tage sich leicht Hilssandsteinschollen ablösen und abrutschen, während sie eigentliche Verwerfungen nicht im Gefolge gehabt hat. Das hat auch der Bergbau gezeigt, in dem sie neuerdings als eine mit tonigen Kluftbreccien erfüllte Störung in einer Breite von 15—20 m, aber ohne Verwerfung angefahren ist.



Abb. 2
Alter Tagebau der ehem. Grube „Auguste-Viktoria".
Asphaltlager der Gigasschichten (im Hintergrunde) verworfen gegen Mittl. Kimmeridge (am linken Rande des Bildes).

Aus den obigen Darlegungen geht hervor, daß die Störungen aus dem Jura in die Kreide hineinsetzen, allerdings bei gleichzeitiger nicht unerheblicher Abnahme ihrer Sprunghöhen. Damit im Einklang steht die weitere interessante Erscheinung, daß im Gefolge der Störungen die Liegendschichten unter der Kreide plötzlich wechseln: so bildet im Bereiche des Grubenfeldes „Glockenhohl" auf der Südseite der Wintjenberg-Greitbergstörung Oberer Kimmeridge und auf der nördlichen Seite Eimbeckhäuser Plattenkalke das Liegende des Neokoms, und die gleiche Verwerfung trennt, wie oben schon angegeben, unter Tage in der Grube „Herzog Wilhelm" das Hauptlager des Mittleren Kimmeridge von dem in neuster Zeit angefahrenen Portlandlager, das auf der südlichen Seite der Verwerfung unter der transgredierenden

Kreide fehlt (vgl. Profil CD auf Taf. 21). Ein analoges Bild bietet die nördliche streichende Störung am Waltersberg: hier kommen südlich von ihr die Eimbeckhäuser Plattenkalke unter der Kreide zum Vorschein, während an ihrer nördlichen Seite in der Bohrung „Wellenspring III" über jenen noch über 40 m Münder Mergel erhalten sind (Profil AB auf Taf. 21). Nach diesem Verhalten handelt es sich jedesmal um einen zweimaligen Verwurf an ein und derselben Störung, um einen erstmaligen, bedeutenderen Verwurf als Begleiterscheinung der altkretacischen Hilsphase der kimmerischen Gebirgsbildung und um einen schwächeren Verwurf durch erneutes Wiederaufreißen der alten Spalte unter dem Einfluß der jüngeren, jungkretacischen oder postkretacischen Gebirgsbildung.

Stratigraphische Verhältnisse.

Die Stratigraphie der asphaltführenden Weißjuraschichten ist durch die älteren Untersuchungen, die wir Brauns, v. Koenen, Wichmann und in neuerer Zeit namentlich Schöndorf verdanken, ja schon hinreichend geklärt, so daß ich mich in dieser Beziehung ganz kurz fassen kann. Einen neuen, besonders instruktiven Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des asphaltführenden Weißen Jura liefern dazu noch die Ende der 20er Jahre im Felde der Deutschen Asphalt-Ges., sowie in dem nordöstlich markscheidenden Felde von Reh & Co. niedergebrachten Tiefbohrungen, von denen die ersteren von den Herren Prof. Brinkmann und Lotze, die anderen vom Verfasser an Hand der noch aufbewahrten Bohrkerne untersucht worden sind. Diese Profile vermitteln einen besonders schönen Einblick in die nähere Zusammensetzung der einzelnen Weißjurastufen und sind daher sämtlich am Schluß der Arbeit aufgeführt. Der Asphaltgehalt betrifft danach größere Schichtenserien innerhalb des Weißen Jura vom Korallenoolith aufwärts durch den Kimmeridge hindurch bis in das unterste Portland, die Gigasschichten, hinein und bewirkt durchweg eine tiefbraune Färbung des Gesteins. Er ist in bauwürdiger Form in zwei Horizonten angereichert, einmal bei einem Durchschnittsgehalt von 6—8%, im Höchstfalle sogar bis 12%, im Mittleren Kimmeridge in Gestalt von drei, bzw. vier verschiedenen Lagern bei einer Gesamtmächtigkeit von rund 15 m und ferner in den Gigasschichten des unteren Portland, deren dem Abbau dienende Bänke insgesamt etwa 10 m messen und einen Bitumengehalt von 4—6% aufweisen. Von diesen bauwürdigen Bänken abgesehen, sind in schwächerem Grade auch sonstige Kalke des Mittleren Kimmeridge und Unteren Portlands bitumenführend, und auch in den übrigen Stufen des Weißen Jura, sowohl im Korallenoolith wie im Unteren und Oberen Kimmeridge kommen, wie namentlich die in den Tiefbohrungen in völlig unverwittertem Zustande erschlossenen Schichten zeigen, wiederholt feine Bitumenlagen vor, die natürlich am Ausgehenden durch die Verwitterung zerstört worden sind.

In seiner konzentrierten, bauwürdigen Form scheint der Asphalt im wesentlichen auf die heute im Abbau befindlichen Felder der Deutschen Asphalt-A.-G. und der Naturasphaltgesellschaft beschränkt zu sein, also auf eine streichende Strecke von etwa 2 km. Im weiteren Fortstreichen läßt jedenfalls der Kimmeridge über Tage am Greitberg und der Poppenburg auch bei tieferen Geländeeinschnitten keinen nennenswerten Bitumengehalt mehr erkennen, und ähnlich liegen die Verhältnisse beim unteren

Portland, dessen westlich am Bärenbrink und an den Ithwiesen gelegene Tagebaue nur zeitweilig in Betrieb gewesen sind. Über das Verhalten des Bitumens in der Fallrichtung des Gebirges, also nach Nordosten zu belehren uns die neueren Tiefbohrungen der Firma Reh & Co. im Forstdistrikt „Wellenspring". Danach hält in dem mit der Gerechtsame der Deutschen Asphalt-A.-G. unmittelbar markscheidenden Felde die Bauwürdigkeit der Gigaskalke bei einem durchschnittlichen Bitumengehalt von 6—6,5% und einer Gesamtmächtigkeit von 10—15 m an. Ungünstiger liegen dagegen die Verhältnisse in dem westlichen Terrain im Anschluß an das Feld „Glockenhohl" der Naturasphaltgesellschaft nach der am Fuße des Spechtsbornkopfes niedergebrachten Bohrung „Wellenspring III", die innerhalb der Gigasschichten nur eine etwa 8 m mächtige Zone asphaltführender Bänke nachgewiesen hat. Völlig unbauwürdig scheint aber der Mittlere Kimmeridge im tieferen Untergrunde der Hilsmulde zu werden. Wenigstens ist nach dem Ergebnis der Bohrung „Wellenspring II", die als einzigste den Mittleren Kimmeridge in voller Mächtigkeit durchteuft hat, während er in den übrigen Bohrungen infolge Verwerfung fehlt, der Bitumengehalt in dieser Stufe nur noch auf einige schwache Lagen beschränkt. Diesen Verhältnissen ist bei der profilarischen Darstellung der asphaltführenden Schichten in den verschiedenen Feldern entsprechend Rechnung getragen und der wechselnde Grad des Bitumengehaltes, der abgesehen von den ursprünglichen Unterschieden nach dem Ausgehenden zu unter dem Einfluß der Verwitterung auch eine nachträgliche Verminderung erfährt, veranschaulicht (vgl. Taf. 21).

Die Strukturformen des Asphaltes und die Frage nach seiner Entstehung

Für die im Anfange des Aufsatzes bereits berührte Frage nach der Genesis der Asphaltlagerstätten erscheinen die Strukturformen der Bitumina von besonderer Bedeutung und sollen daher im folgenden des näheren behandelt werden. Untersucht wurden vor allem zu diesem Zwecke die durch Verwitterung völlig unbeeinflußten Schichten aus den neueren Tiefbohrungen der Firma Reh u. Co.

Wichtig ist die generelle Erscheinung, daß der Asphalt im wesentlichen an die Kalke der Gigasschichten und des Kimmeridge gebunden ist, dagegen in den Ton- und Mergelschichten mehr oder weniger fehlt und auf weitere Erstreckung hin sich dermaßen horizontbeständig verhält, wie dies die Profile der Taf. 21 zum Ausdruck bringen. Es bildet sich auf diese Weise eine gleichmäßige Wechsellagerung asphalthaltiger kalkiger und asphaltfreier tonig-mergeliger Schichten heraus, die im Kleinen bei feinschichtigem Wechsel von Kalk und Ton oder Mergel eine auffallende Bänderung im Gefolge haben kann, wie das z. B. das zurzeit über Tage am Wintjenberg gut aufgeschlossene untere Lager des Mittleren Kimmeridge zeigt (vgl. Abb. 3). Wenn man dabei auch den Kalken im Hinblick auf ihre weniger dichte Beschaffenheit eine größere Aufnahmefähigkeit für das Bitumen zuschreiben mag, so ist doch gleichwohl bei Annahme einer nachträglichen Infiltration ein derart bunter und gleichmäßiger Wechsel asphalthaltiger und asphaltfreier Schichten kaum denkbar.

Noch eindeutiger ist das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung namentlich bei den oolithisch struierten Portlandkalken. Dazu seien zunächst

einige Bemerkungen über die oolithische Beschaffenheit der Weißjuragesteine allgemein vorausgeschickt, von denen besonders die Kalke des Korallenooliths, des Unteren Kimmeridge und der Gigasschichten beherrscht werden, während die Kalke des Mittleren Kimmeridge meist nur ein dichtes oder höchstens ein feinoolithisches Gefüge besitzen. Von Interesse ist dabei, daß die normale, durchweg konzentrisch-schalige Oolithstruktur nicht selten mit einer konglomeratischen oder Trümmerstruktur verbunden ist, d. h. daß die freien Ooide in wechselndem, oft vorherrschendem Maße vergesellschaftet sind mit abgerollten Fragmenten sowohl von dichten wie oolithischen Kalken,



Abb. 3
Tagebau der Industrie-Gesellschaft am Wintjenberg.
Unteres Kimmeridge-Lager, in manchen Partien mit feiner, schichtiger Bänderung durch Einschaltung bitumenfreier Mergellagen.

die gleich nach ihrer Ablagerung aufgearbeitet und mehr oder weniger weit verfrachtet worden sind. Fand nun an der neuen Stätte der Ablagerung eine stärkere Oolithbildung statt, wie sie sich ja in dem gleichzeitigen Auftreten der Normalooide ausdrückt, so konnten auch diese Trümmerkalke und präexistierenden Oolithe von neuem wieder mit in den Vorgang der Oolithbildung einbezogen werden und gaben dabei gleichsam den Attraktionskern für die Großooide, die Ooide zweiter Generation, ab. Es entstanden auf diese Weise gewissermaßen Ooidbeutel, also verglichen mit den Ooidbeuteln Kalkowsky's aus dem Unteren Buntsandstein mit der Abänderung, daß ihre Einzelkerne als verfrachtete Rollstücke aufgearbeiteter Oolithe und Kalke anzusehen sind. Dagegen entsprechen sie in ihrem ganzen Aufbau den neuerdings durch Berz (1926) bekanntgewordenen Chamositooidbeuteln des

schwäbischen Jura. Die Verkittung der Einzeltrümmer untereinander geschieht dabei meist durch unregelmäßigkörnigen Calcit, während das Ganze von einem einheitlichen Ooidsaum umschlossen wird, der in sich wieder in wechselndem Maße die konzentrische Lagenstruktur aufweist. Die detritogenen Bestandteile solcher Kalke entstammen, wie gesagt, sowohl einfach dichten wie oolithischen Kalken, also präexistierenden Oolithen, und es ist nicht immer leicht zu entscheiden, ob man gleichmäßig abgerollte dichte Kalke, sogenannte Pseudooide, vor sich hat oder aber ursprüngliche Ooide, die durch nachträgliche Umkristallisation ihre typische Oolithstruktur eingebüßt und nur ihre äußere Form sich bewahrt haben. Nahnsen (1912) hat ja diese Strukturverhältnisse beim Korallenoolith bereits sehr richtig erkannt und eingehend beschrieben, und meine eigenen Untersuchungen zeigen nun, daß sie im Bereiche der Hilsmulde in analoger Weise auch für die Oolithe der übrigen Weißjurastufen zutreffen.

Für unsere Bitumenfrage ist nun das Verhalten des Bitumens gegenüber diesen Strukturen von Interesse, und ganz besonders instruktiv erscheinen für eine solche Untersuchung die Portlandkalke, da sie sowohl asphaltführend sind wie anderseits auch durchweg eine ausgeprägte, gröbere Oolithstruktur besitzen. Was zunächst die normale oolithische Beschaffenheit angeht, bei der wir zwischen einer feineren, unregelmäßig kristallinen Grundmasse und Normalooiden mit konzentrisch-schaligem Aufbau zu unterscheiden haben, so stellen wir ganz allgemein fest, daß das Bitumen stets in vorwiegendem Maße an die Ooide gebunden ist. Bei den hochprozentigen Lagerteilen der Gigasschichten tritt dieser Umstand makroskopisch weniger hervor, da bei ihnen auch die Grundmasse verhältnismäßig bitumenreich ist. Sobald aber der Bitumengehalt nachläßt, sieht man schon mit dem bloßen Auge das starke Hervortreten der dunklen Ooide inmitten der des Bitumens mehr oder weniger ermangelnden Grundmasse, und das Gestein nimmt dann ein dunkelgesprenkeltes Aussehen an (Taf. 22). Aber auch innerhalb der Ooide selbst wechselt das Bitumen in seiner Intensität entsprechend der konzentrischen Schalenstruktur, d. h. es ist ein rhythmischer Wechsel hellerer, bitumenarmer und dunklerer, bitumenreicher Kalkringe oder auch reiner Bitumenringe, die in diesem extremen Falle eine tiefschwarze Färbung zeigen. Zu dieser konzentrischen Struktur gesellt sich nicht selten eine radiale dadurch, daß das Bitumen außerdem in einzelnen radial angeordneten Streifen und Platten innerhalb des Ooids stärker angereichert ist, worauf wir weiter unten noch zurückkommen (Taf. 22, Fig. 4).

Irgendwelche figurierten Bestandteile läßt das Bitumen nicht mehr erkennen. Die Dünnschliffuntersuchung zeigt nun, daß es in zwei Hauptausbildungsformen vorliegt, einmal als eine diffus erscheinende hellere, graue oder grünlichgraue bis bräunlichgraue Substanz, die bei stärkerer Vergrößerung intergranular zwischen den einzelnen Calcitindividuen verteilt ist, zum anderen in Form dunklerer bis tiefschwarzer Körnchen und Krümelchen, die neben der gewöhnlichen helleren Form die Grundmasse durchschwärmen wie, zu einzelnen Ringen sich aneinanderschließend, in stärkerem, oft vorherrschendem Maße die Ooide aufbauen. Durch das graufarbige Bitumen erscheinen die Calcitlagen der Ooide abwechselnd mehr oder weniger getrübt, z. T. sind sie auch völlig bitumenfrei und klar. Vor allem bildet unregelmäßig körniger, reiner Calcit in meist grobkristalliner Modifikation den zentralen Teil der Ooide, und die nachträgliche Umkristallisation der Ooide, die man

nach Linck's Untersuchungen allgemein wohl annimmt, wird durch diese Umbildung zu grobkristallinen Aggregaten besonders verdeutlicht, mag nun die jetzige calcitische Form aus Aragonit, Ktypeit oder aus einem amorphen Zustande hervorgegangen sein (Taf. 22, Fig. 3 u. 4). Bei dem Fehlen sonstiger fremdartiger Bestandteile innerhalb der Ooide scheinen es in der Regel diese jetzt grobkristallinen Aggregate gewesen zu sein, die den Attraktionspunkt bei der Ooidbildung abgegeben haben. Über die ursprüngliche Natur dieser zu grobkristallinen Aggregaten umgewandelten Kernstücke der Ooide läßt sich natürlich nichts Sicheres sagen. Im Hinblick auf die Trümmerstrukturen, von denen so viele Oolithe beherrscht werden, könnte es sich vielleicht bei diesen grobkristallinen Kernen um ehemalige Rollbruchstücke handeln, die den Ooiden zur Anheftung gedient haben.

Wir beobachten also durchweg eine Anreicherung des Bitumens innerhalb der Ooide, während bei einer sekundären Zuführung des Bitumens in Rücksicht auf die größere Porosität und dadurch bedingte größere Aufnahmefähigkeit der Grundmasse doch gerade das umgekehrte Verhältnis obwalten müßte. Spricht also schon an sich das Gebundensein des Bitumens an die Ooide und sein Zurücktreten innerhalb der Grundmasse gegen eine nachträgliche Infiltration, so bildet vollends die konzentrische Struktur des Bitumens im Inneren der einzelnen Ooide einen Beweis für seinen ursprünglichen Charakter.

Noch instruktiver ist nun aber das Verhalten des Bitumens in den schon erwähnten Trümmerkalken, die auch in gewissen Bänken der Gigaskalke eine besondere Rolle spielen. Wir können dabei auf Grund der mikroskopischen Untersuchung verschiedene Typen unterscheiden: in stark konzentrierter Form bildet das Bitumen gern den tiefschwarzen Außensaum solcher abgerollter Kalkfragmente, die sowohl aus mehr oder weniger bituminösem einfach dichten Kalk wie bituminösem und zugleich oolithischem Kalk bestehen können und die durch ihre bituminöse Beschaffenheit schon an sich die primäre Existenz eines älteren Bitumens beweisen. Dieser älteren Bitumenbildung steht eine etwas jüngere nach der Umlagerung der aufgearbeiteten Kalkfragmente gegenüber, wie sie sich in dem tiefschwarzen Außensaum der einzelnen Gerölle geltend macht (Taf. 22, Fig. 1 u. 2). Als interessantester Typus kommt schließlich der Ooidbeutel zustande, bei dem ebenfalls ein tiefschwarzer Bitumensaum, der in sich wieder konzentrisch struiert sein kann, eine Mehrzahl von teils dichten, teils oolithischen, bituminösen und untereinander durch körnig-kristallinen Calcit verbundenen Innenkern umgibt (Taf. 23, Fig. 6). Wir haben es also hierbei mit einem doppelten Stadium von Oolith- und Bitumenbildung zu tun, d. h. die Ooidbeutel enthalten auf sekundärer Lagerstätte abgerollte bituminöse Kalke teils dichter teils oolithischer Struktur, und in diesem Vorhandensein präexistierender bituminöser Ooide und dichter Kalke liegt wohl der untrüglichste Beweis für eine schon bei der Sedimentation erfolgende Bituminierung der Gesteine.

3) In größerem Maße hat neuerdings H. Müller (1934) Radiolarien im Kimmeridgelager von Holzen festgestellt und spricht sie daraufhin als Hauptlieferanten für den Asphalt an. Wie meine eigenen Untersuchungen aber zeigen, können diese Lebewesen schon auf Grund der oolithischen Strukturformen des Bitumens eine solche allgemeine Bedeutung für die Asphaltbildung unmöglich besitzen.

An sonstigen Bestandteilen seien außer dem Calcit und Bitumen noch erwähnt die vielfach auftretenden Schalenreste von Mollusken und Brachiopoden, sowie seltener Radiolarien[4]) und Foraminiferen, und in anorganischer Beziehung namentlich der Schwefelkies, der aber nur ab und zu stärker hervortritt und im allgemeinen höchstens in feiner Verteilung sich zeigt.

Bei den Asphaltkalken des Kimmeridge liegen die Verhältnisse weniger instruktiv, da bei ihnen die oolithische Struktur, wie erwähnt, längst nicht so ausgeprägt und das Bitumen gleichmäßiger verteilt ist. Immerhin läßt sich aber bei entsprechender Vergrößerung auch bei den kleineren Ooiden des Kimmeridgelagers der konzentrische Wechsel des Bitumengehaltes vielfach beobachten. Günstiger verhält sich in dieser Beziehung wieder der Korallenoolith, obwohl er in höheren Regionen stärker asphalthaltige Bänke überhaupt nicht mehr führt und auch im tieferen Untergrunde nach den Ergebnissen der neueren Tiefbohrungen der Firma Reh & Co. im „Wellenspring" nur noch einzelne feinere bituminöse Lagen enthält. Aber selbst in diesen verhältnismäßig schwach bituminösen Schichten, die also schon durch ihren rein schichtigen Verlauf auf eine autochthone Entstehung hinweisen, können wir im allgemeinen wieder zwischen einer klareren, bitumenarmen bis bitumenfreien Grundmasse und dunkel gefärbten, bitumenreichen Einsprenglingen unterscheiden. Letztere bestehen auch hier aus regelrechten Ooiden, in denen die Kalk- und Bitumenringe konzentrisch miteinander abwechseln oder mehr gleichmäßig bitumenhaltigen Kalkkügelchen, denen eine oolithische Innenstruktur fehlt und die entweder nachträglich umgewandelte Ooide oder aus dichtem Kalk bestehende Pseudoooide darstellen. Ein besonders bitumenreicher, tiefschwarzer Außenring ist vielen der Ooide und Pseudoooide eigen, und dieser Umstand sowohl wie das gleichzeite Auftreten von Ooidbeuteln mit ihrer Mehrzahl bituminöser Innenkerne bezeugen auch hier wieder einen zweifachen Prozeß der Bituminierung, bzw. die Aufarbeitung und erneute bituminöse Umkrustung präexistierender bituminöser Gesteine (Taf. 23, Fig. 7 u. 8).

Was die Herkunft des Bitumens anlangt, so ist diese Frage bei dem Fehlen jeglicher figurierter Bestandteile natürlich sehr erschwert. Man geht aber wohl nicht fehl in der Annahme, daß es sich in der Hauptsache um unbeschalte, planktonische Mikroorganismen handelt, die, einem Fäulnisprozeß ausgesetzt, das Bitumen geliefert haben. Der von Hoffmann vertretenen Auffassung, daß das Bitumen aus den Weichteilen der in den Jurakalken vorkommenden Versteinerungen abzuleiten sei, kann schon aus dem Grund nicht zutreffen, weil es nur gewisse Schichten des Kimmeridge sowohl wie des Portlands sind, die reichlicher Fossilien führen, im übrigen aber die Asphaltkalke recht fossilarm sind. Immerhin weist auch schon Hoffmann nebenbei auf die Möglichkeit der Fäulnis unbeschalter Lebewesen, wie Quallen und Medusen hin, ebenso wie ihm auch der Zusammenhang zwischen dem höheren und niedrigeren Bitumengehalt des Portlandlagers und der Zu- und Abnahme der oolithischen Struktur nicht entgangen ist.

Die innige Verknüpfung der Kalkooide mit der bituminösen Substanz könnte zunächst den Gedanken nahelegen, daß die Ooidbildung wenn auch nicht rein organisch, so aber doch zum mindesten physiologisch, d. h. durch die kohlensäureentziehende Lebenstätigkeit irgendwelcher pflanzlicher Orga-

4) Vgl. Fußnote 3 auf vorhergehender Seite 231.

nismen bedingt ist. Aber bei näherer Überlegung lassen sich doch gewichtige Argumente dagegen geltend machen. Vor allem die Tatsachen, daß der hohe Asphaltgehalt der Kimmeridge- und Portlandkalke im Eschershäuser Revier an sich schon eine Ausnahmeerscheinung ist, insonderheit aber die Bituminierung der Ooide ganz außergewöhnlich ist und im Gegensatz steht zu der normalen, bitumenfreien Beschaffenheit der oolithischen Weißjurakalke der weiteren Umgebung sprechen gegen einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Oolith- und Bitumenbildung, ebenso wie das gleichzeitige Auftreten der bituminösen Substanz innerhalb der Ooide und andererseits der Grundmasse. Auch die häufig zu beobachtende Erscheinung, daß das Bitumen in seiner stärkeren Form sich auf den Außensaum sowohl der umgelagerten Ooide wie der aufgearbeiteten Rollstücke dichten Kalkes beschränkt, beweist seine Unabhängigkeit von dem Vorgange der Oolithbildung. Näher liegt daher die Annahme, daß die Ausscheidung der Ooide aus dem Meereswasser auf rein chemischem Wege erfolgt und daß das mit ihnen vergesellschaftete Bitumen aus Mikroorganismen hervorgegangen ist, die sich während der Bildung der Ooide jeweils auf den einzelnen Schalen angeheftet und sie umkrustet haben. Es würde sich danach also nur um eine rein mechanische, passive Rolle des Planktons während der einzelnen Stadien der Ooidentstehung handeln. Eine solche Deutung würde in Übereinstimmung stehen mit den exakten Untersuchungen Gaub's, nach denen am Aufbau der Oolithe des schwäbischen Doggers in hervorragendem Maße Foraminiferen, und zwar Ophthalmidien in konzentrisch angeordneten Lagen beteiligt sind, die bei ihrer Besiedlung sich auch nur passiv verhalten, aber immerhin dabei, wie der Autor meint, eine mechanische Stütze den sich ausscheidenden Ooiden gewährt haben. Als einfache fremdartige Einschlüsse sieht dagegen Berz, der später mit dem gleichen Gegenstand sich befaßt hat, die Foraminiferen an auf Grund der Beobachtung, daß die Foraminiferen in gleicher Weise auch auf allen möglichen Schalenfragmenten sich angeheftet finden. Der Unterschied gegenüber unserem Vorkommen bestände mithin allein darin, daß es an Stelle der Foraminiferen unbeschalte Mikroorganismen gewesen sind, die sich während des Wachstums der Ooide auf den einzelnen Außenschalen ansiedelten und dabei infolge besonderer Umstände einem Fäulnisprozeß unterlagen.

Ist somit der Asphalt als eine authigene Bildung anzusehen, so schließt das doch andererseits nicht aus, daß nachträglich eine gewisse Umsetzung und Konzentration des Bitumens erfolgt sein kann. Schon die allgemeine Erscheinung einer gewissen Zunahme des Bitumens innerhalb des jeweiligen Lagers von unten nach oben weist darauf hin, und man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß es flüchtige Bestandteile des ursprünglichen Bitumens gewesen sind, die vielleicht schon bald nach der Ablagerung der Schichten aufwärts gewandert sind und auf diese Weise eine Anreicherung des Bitumens in den oberen Lagerteilen bewirkt haben. Ein jüngerer, bis zum heutigen Tage sich abspielender Vorgang der Mobilisation ist dagegen das Ausschwitzen des Asphaltbitumens, das in stark verharztem, zähflüssigem Zustande auf Klüften und feineren Rissen des Gesteins umgekehrt sich abwärts bewegt, wie das auch an den Bohrkernen der Tiefbohrungen wiederholt zu beobachten war. Wie rasch dieser Vorgang erfolgen kann, lehren die alten Grubenstrecken im Kimmeridgelager, an deren Stößen schon nach kurzer Zeit wahre Bäche von zähflüssigem Asphalt herunterrieseln (vgl. Abb. 4).

Auf diese Weise mögen ja auch stellenweise längs der eigentlichen Verwerfungsspalten Asphaltanreicherungen zustande gekommen sein, die die Anhänger der epigenetischen Entstehung des Bitumens als Zufuhrwege in Anspruch nehmen. Die langjährigen Erfahrungen der Betriebsleiter[5]) ebenso wie der Augenschein in den heutigen Aufschlüssen lehren aber, daß eine solche Konzentration an den Verwerfungen sicherlich nicht die Regel ist, im Gegenteil, daß im allgemeinen gerade umgekehrt das Asphaltgestein an den Verwerfungen durch Anwitterung ausgebleicht ist und mit zunehmender Ent-



Abb. 4
Alte Grubenstrecke im „Stollen Gustav" der Industrie-Gesellschaft.
Starkes Ausschwitzen des Asphaltes im Hauptlager des Mittl. Kimmeridge.

fernung an Bitumen zunimmt, bis es schließlich einen konstanten Gehalt erreicht. Die Verwerfungsspalten können damit die ihnen zugeschriebene Rolle als Zubringer des Bitumens nicht gespielt haben, wenigstens nicht nach den sich heute dem Auge darbietenden Verhältnissen der Bituminierung. Sie können es schon deshalb nicht — und damit komme ich auf einen besonders wichtigen Punkt —, weil bei ihrer Zuführung aus dem tieferen Untergrunde das Bitumen dann doch in erster Linie von dem massigen und besonders porösen Korallenoolith im Liegenden der Asphaltlager aufgenommen worden sein müßte. Wenn auch das Bitumen des über Tage aufgeschlossenen Korallenooliths nachträglich zerstört worden sein mag, so zeigen doch gerade die Tiefenaufschlüsse der neueren Tiefbohrungen der Firma Reh & Co.,

5) Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Betriebsleiters Ripke.

daß der Korallenoolith auch schon von Haus aus nur einen ganz schwachen Bitumengehalt in Form einzelner feiner Lagen besitzt und damit auch seinerseits die Annahme von der sekundären Zuwanderung des Bitumens widerlegt.

Weitere Erscheinungen der nachträglichen Mobilisation des Bitumens im Kleinen ist einmal eine gewisse radial orientierte Anreicherung des Bitumens in manchen Ooiden (vgl. Taf. 22, Fig. 4), vermutlich dadurch verursacht, daß bei der Umkristallisation des Kalkes das Bitumen abwechselnd verdrängt und angereichert worden ist, sowie ferner die nicht seltene Erscheinung, daß der völlig bitumenfreie, helle Kalzitkern der Ooide von einem besonders dunkelgefärbten Bitumenring zunächst umgeben ist, bei dem die stärkere Konzentration des Bitumens zum Teil auf einer nachträglichen Zuwanderung aus dem umkristallisierten Kalzitkern heraus beruhen dürfte (vgl. Taf. 22, Fig. 3).

Steht somit der syngenetische Charakter der Asphaltlagerstätten außer Frage, so ist andererseits ihre Entstehung auch paläogeographisch durchaus bedingt. Wir befinden uns nämlich nahe dem „niedersächsischen Uferrande", in dessen Bereich sich leicht ruhige Meeresbuchten, Lagunen und Haffe abschnüren und Veranlassung zu Fäulnisprozessen der Lebewelt geben konnten. Ich habe ja bereits in meiner Arbeit über „Bitumenführende Horizonte im nordwestdeutschen Weißen Jura usw." auf die gleichmäßige und regionale Bitumenführung des Serpulits und gewisser Bänke der Gigasschichten im Gebiete der nordwestdeutschen Weißjurazüge hingewiesen. Allerdings handelt es sich dabei immer nur um einen verhältnismäßig geringen Bitumengehalt von höchstens 1%. Demgegenüber ist natürlich der um so viel stärkere und vertikal einzelne größere Schichtenserien vom Kimmeridge bis zu den Gigasschichten umfassende Bitumengehalt sehr bemerkenswert. Bei seinem primären Charakter setzt er voraus, daß hier am Ufer der mitteldeutschen Festlandsschwelle durch verschiedene Perioden des Weißen Jura hindurch ähnliche paälogeographische Bedingungen obgewaltet haben müssen, die ungewöhnlich starke Fäulnisvorgänge im Gefolge gehabt haben. Ob die von Kauenhowen für die Wealdenzeit angenommene „Einbecker Bucht", die westliche Uferzone der „Hildesheimer Halbinsel", der ja geographisch unser Asphaltvorkommen angehört, auch im Weißen Jura irgend eine Rolle gespielt hat, steht dahin. In der gleichen Form wie im Wealden kann sie jedenfalls im Weißen Jura nicht existiert haben, da ja der Kimmeridge wenigstens sowohl in der Umgebung von Hildesheim wie auch weiter südlich am Kahleberg bei Echte über Tage ansteht, mithin dieses ganze Gebiet zur Kimmeridgezeit vom Meere bedeckt gewesen sein muß. In jedem Falle aber befinden sich die Asphaltlagerstätten im Bereiche der Uferzone des mitteldeutschen Festlandes, wo die bionomischen Bedingungen für ihre Entstehung leicht gegeben waren.

Gegen die hier vertretene Auffassung von der gleichzeitigen Bitumen- und Oolithbildung könnte der Einwand geltend gemacht werden, daß die Oolithbildung im allgemeinen an bewegteres Meerwasser gebunden ist, wie es sich tatsächlich auch in unserem Falle in der Deformation gewisser Ooide zu länglichen bis schlauchförmigen Gebilden (vgl. Tafel 23, Fig. 5) zu dokumentieren scheint. Auf derselben Linie läge auch der bionomische Gesichtspunkt, daß das Auftreten benthonischer Organismen in den Weißjuraschichten als Bewohner bewegteren und sauerstoffhaltigen Meereswassers irgendwelche

Bitumenbildung auszuschließen scheint.[6]) Mit dieser Frage habe ich mich bereits in meinem Aufsatze „Ist der Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins Erdölmuttergestein oder nur Speichergestein?" (1932), in dem ich der Ansicht Heidorn's und Schlüter's über den allothigenen Charakter des Hauptdolomitbitumens entgegengetreten bin, auseinandergesetzt und auf die bezeichnenden Beispiele einmal des Wealdenschiefers, zum andern des thüringischen Plattendolomits und der Stinksteine des Unteren Zechsteins am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges hingewiesen, die samt und sonders Benthosfaunen, Cyrenen, bzw. Schizodus-, Aucella- und Productus-Formen führen, und trotzdem durch gleichmäßiges Bitumen ausgezeichnet sind, das nach Lage der Verhältnisse nur primär entstanden sein kann. Auch der bitumenreiche Posidonienschiefer des Oberen Lias, der immer als klassisches Beispiel echter Sapropelschiefer gilt, mit seinen Posidonomyen und Inoreramen gehört hierher. Ich gab für die Bituminierung solcher Gesteine folgende Erklärung, die ich der Einfachheit halber hier wörtlich wiederhole: „ es gibt besonders zwei Umstände, die auch bei in bewegterem Meereswasser zur Ablagerung kommenden Sedimenten eine Bituminierung durch ihre benthonische Fauna veranlassen können. Das ist einmal eine schnelle Sedimentation, durch die die Tiere in solchem Maße eingebettet werden, daß ihre natürliche Verwesung selbst in den sauerstoffhaltigen Küstenwässern unterbunden wird und statt dessen der Fäulnisprozeß einsetzt. Zum andern ist es die wechselvolle Beeinflussung der in der Nähe der Küste eines stärker oszillierenden Meeres lebenden Organismen durch die teils marinen, teils brackischen, teils limnischen Ge wässer, so zwar, daß bei der plötzlichen Abschnürung einzelner Meeresteile zu ruhigen Buchten und Lagunen die benthonische Lebewelt ganz andere Lebensbedingungen erhielt, die ihr massenhaftes Absterben und dadurch bedingte Fäulnisvorgänge zur Folge hatte, entweder daß die brackische Fauna in durch überwiegende Verdunstung zu salzig werdendes Meereswasser geriet und unterging oder eine rein marine Fauna dem Einfluß von Süßwässern des Festlandes auf einmal allzusehr ausgesetzt wurde und dadurch insgesamt abstarb." Inzwischen ist ja nun die primäre Natur des Hauptdolomitbitumens bzw. -erdöls, auf Grund der Untersuchungen der neueren Erdölbohrungen auch von anderen Fachgenossen immer mehr und mehr erkannt worden und wird jetzt wohl allgemein angenommen. Mit anderen Worten, dem Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins ist auch trotz seiner Benthosfauna ein höherer, nur innerhalb des Horizontes selbst der Mobilisation unterliegender Bitumengehalt eigen, und der besagte bionomische Einwand gegen meine Auffassung über die syngenetische Entstehung der Eschershäuser Asphalte ist danach nicht haltbar. Gewiß handelt es sich bei diesen um einen verhältnismäßig hohen Asphaltgehalt; jedoch sehe ich darin nur einen graduellen, nicht grundsätzlichen Unterschied gegenüber den weniger bitumenhaltigen Schichten von ähnlich faunistisch-bionomischem Gepräge. Im Vergleich mit dem erdölführenden Hauptdolomit und dem bitumenreicheren Posidonienschiefer fällt aber selbst dieser Unterschied fort. Auffällig ist höchstens die lokalisierte Entwicklung der Hilsasphalte, deren Ursachen wir vorläufig nicht zu erkennen vermögen.

---

6) Dieser sachlich nicht zutreffende Einwand ist auch in der Tat inzwischen auf der Tagung der deutsch. Ges. f. Mineralölforschung bei der Diskussion zu meinem Vortrag (vgl. „Öl und Kohle", 1935, S. 861) erhoben worden.

Irgendwelche Beziehungen zwischen den Eschershäuser Asphaltgesteinen und den nordhannoverschen Erdöllagerstätten bestehen somit nicht, wenigstens nicht, soweit diese an Salzstöcke des Zechsteins genetisch gebunden erscheinen. Vielmehr handelt es sich bei den Asphalten um echte primäre Sapropelkalke des Weißen Jura, die während verschiedener Perioden dieser Zeitepoche bei geringerem Bitumengehalt regional sich gebildet haben, die daneben aber auch gelegentlich in stärkerem Maße und bei stärkerem Bitumengehalt zur Entwicklung gelangt sein können.

Was schließlich die chemische Seite der Bitumenbildung anlangt, so weist wohl die Asphaltnatur des Bitumens auf eine nachträgliche Polymerisation und Oxydation der ursprünglichen, aus Fett- und Eiweißsubstanzen der Organismen hervorgegangenen Kohlenwasserstoffe hin. Diese kann aber nicht erst jüngsten Datums und eine Folge der heutigen Oberflächenverwitterung oder Einwirkung irgendwelcher sauerstoffhaltiger Spaltenwässer sein, wogegen schon die gleichmäßige Fortsetzung der Asphaltlager in die größere Tiefe auf Grund der Bohrergebnisse spricht, vielmehr bezeugt die eine rasche Erhärtung des Kalkschlamms voraussetzende wiederholte Konglomerat- und Trümmerstruktur der Sapropelkalke eine häufigere Entstehung von Emersionsflächen, d. h. eine vorübergehende Emporhebung der jeweiligen Sapropelbank über das Meeresniveau und damit ihre zeitweilige Beeinflussung durch den atmosphärischen Sauerstoff. Immerhin gingen die Asphalte dabei nicht aller ihrer flüchtigen Bestandteile verlustig. Ihre teilweise Erhaltung verrät sich ja darin, daß sie in der Nachfolgezeit innerhalb der jeweiligen Lagerstätte nach oben wanderten und dadurch eine gewisse Anreicherung des Bitumens in ihrem oberen Teil bewirkten. Auch die Erscheinung, daß nach den Untersuchungen im Laboratorium der Deutschen Asphaltgesellschaft [7]) das Bitumen durch einfache Lösungsmittel zum Teil vom Kalk leicht zu trennen ist, zeigt an, daß dieser Teil des Bitumens sich in einem labileren Zustande befindet, entgegen dem Verhalten des Fest- oder Kerogenbitumens, wie es für die bituminösen Schiefer besonders bezeichnend ist. Ein anderer Teil des Bitumens scheint dagegen nach den eben erwähnten Laboratoriumsuntersuchungen als Asphaltogensäure oder Polynaphtensäure an den kohlensauren Kalk gebunden zu sein, wie es auch Müller in ähnlicher Weise annimmt. Von dem Ausmaß der Bildung solcher organischer Kalksalze mag es in der Tat gemäß der Auffassung Müller's abhängen, ob und in welchem Maße Sapropelkalke als Erdölmuttergesteine anzusprechen sind. Eine sichere Entscheidung über die Bedeutung dieser organischen Kalksalze im vorliegenden Falle war auch auf mikroskopischem Wege nicht möglich. Es muß daher auch dahingestellt bleiben, ob und in welchem Maße der Asphalt durch Eindickung ursprünglichen Erdöls entstanden ist. In seiner heutigen teils labilen teils stabilen Form scheint jedenfalls das Asphaltbitumen keine unmittelbaren Beziehungen mehr zum Erdölstadium zu besitzen.

Zusammenfassung

Am Südwestflügel der Hilsmulde oberhalb Holzen bei Eschershausen treten im Kimmeridge und unteren Portland des Weißen Jura wiederholt asphaltführende Bänke, und zwar in Form bauwürdiger Lagerstätten im Mittleren Kimmeridge und in den Gigasschichten auf, die durch eine Reihe

7) Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Direktors Dr. Thau.

streichender Verwerfungen von teils altcretacischem, teils jung-, bzw. postcretacischem Alter in mehrere Schollen zerlegt werden. Mit einer nachträglichen Zuführung des Bitumens, wie man das bisher im allgemeinen angenommen hat, haben aber diese Verwerfungen nichts zu tun; man beobachtet an ihnen im Gegenteil vielfach eine Abnahme und Ausbleichung des Bitumengehaltes infolge an die Verwerfungsspalten gebundener Zersetzungsvorgänge.

Die Asphaltlagerstätten sind als syngenetische Bildungen anzusehen und bestehen dementsprechend nicht selten aus einem feinschichtigen Wechsel von asphalthaltigen Kalk- und asphaltfreien Mergel- und Tonlagen. Die authigene Natur der Asphalte offenbart aber vor allem die Untersuchung ihrer mikroskopischen Beschaffenheit, zumal bei den auffällig oolithisch struierten Portlandasphalten. Danach ist das Bitumen in erster Linie an die Ooide gebunden und wechselt in ihnen in seiner Intensität entsprechend dem konzentrisch schaligen Aufbau der Ooide. Besonders instruktiv für den primären Charakter des Bitumens sind die Erscheinungen der Ooidbeutel und andererseits der Trümmerkalke. Bei diesen handelt es sich um feine Konglomerate bituminöser Kalkfragmente, die also aus bituminösen Kalken gleich nach ihrem Absatz durch Aufarbeitung und Umlagerung hervorgegangen sein müssen, während die Ooidbeutel aus zwei bis mehreren Einzelkernen von teils rundlichen bituminösen Kalkgeröllen (Pseudo-Ooiden) teils regelrechten bituminösen Ooiden bestehen, die durch mehr oder weniger bitumenfreien Calcit miteinander verkittet sind und von einem gemeinsamen bituminösen Außensaum umgeben werden, der in sich wieder konzentrisch struiert sein kann. Die Ooidbeutel stellen somit einen zweifachen Prozeß der Ooidbildung dar und beweisen besonders klar die Präexistenz zum mindesten des Bitumens ihrer Innenkerne. Ähnliches gilt von den aus bituminösen Kalkgeröllen bestehenden Konglomeraten oder Trümmerkalken, bei denen die bituminöse Beschaffenheit der aufgearbeiteten Einzelkomponenten auf einer älteren Bitumenbildung beruht, während die die Gerölle außerdem vielfach umgebenden tiefschwarzen Rinden ein Erzeugnis des zweiten, jüngeren Vorganges der Bituminierung sind.

Die syngenetische Entstehung des Bitumens schließt natürlich seine nachträgliche Mobilisation innerhalb der einzelnen Lager nicht aus. Darauf weist z. B. die allgemeinere Erscheinung der Zunahme des Asphaltgehaltes im oberen Teil der jeweiligen Lager hin, die durch nachträgliche Wanderung der flüchtigen Bestandteile bedingt sein dürfte. Im Gegensatz zu dem ursprünglichen konzentrisch-schaligen Aufbau der Ooide ist die daneben nicht selten sich geltend machende radiale Textur in Form einzelner radial angeordneter Bitumenstreifen ebenfalls als eine sekundäre Umbildung im Kleinen anzusehen und augenscheinlich dadurch verursacht, daß bei der Umkristallisation des Kalkes das Bitumen abwechselnd verdrängt und angereichert worden ist. Auch die nicht seltene Erscheinung, daß der völlig bitumenfreie, helle Kalzitkern der Ooide von einem besonders dunkelgefärbten Bitumenring umgeben ist, spricht dafür, daß in solchen Fällen die besonders starke Bitumenanreicherung zum Teil auf einer nachträglichen Zuwanderung des Bitumens aus dem umkristallisierten Kalzitkern heraus beruht.

Bezüglich der Herkunft des Bitumens, das irgendwelche figurierten Bestandteile heute nicht mehr erkennen läßt, wird angenommen, daß es aus unbeschalten planktonischen Mikroorganismen hervorgegangen ist, die sich während der Bildung der Ooide jeweils auf den einzelnen Schalen angeheftet

und sie umkrustet haben — nach Art der am Aufbau der Oolithe des schwäbischen Doggers nachweisbar beteiligten Foraminiferen. Wenn auch die Bituminierung der Weißjuraschichten bei ihrer Lage nahe dem „niedersächsischen Uferrande", in dessen Bereich sich leicht Meeresbuchten und Lagunen abschnüren konnten, palaeogeographisch durchaus bedingt ist, so setzt doch der verhältnismäßig hohe und ganze Schichtenserien des Kimmeridge und unteren Portland umfassende Bitumengehalt ungewöhnlich starke Fäulnisvorgänge von längerer Dauer unter dem Einfluß besonderer Bedingungen voraus.

Benutzte Literatur

Aletan, G.: Sind die Asphaltkalke im Weißen Jura von Vorwohle Jmprägnationslager im Sinne einer epigenetischen Entstehung oder syngenetische Absätze? Als Geologische Meldearbeit 1929 im Archiv der Bergbau-Abtlg. der T. H. Charlottenburg.

Berz, K.: Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate insbesondere der chamositischen Substanzen. — Fortschr. d. Geol. u. Paläontol., H. 11. 1926.

— : Festsitzende Foraminiferen aus dem schwäbischen Braunen Jura und ihr Vorkommen auf Ooiden. — Mitt. d. Geol. Abt. d. Württemberg. Statistischen Landesamts, Nr. 14. 1931.

Blumer, E.: Die Erdöllagerstätten. — Stuttgart 1922.

Brauns, D.: Der Obere Jura im nordwestlichen Deutschland. — Braunschweig 1874.

Dahlgrün, F.: Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiet. — Jahrb. preuß. geol. L.-A., **42.** 1923.

Florin, B.: Die Asphaltbohrung „Wellenspring II" in der Hilsmulde bei Holzen. — Geol. Meldearbeit 1929. Archiv der Bergbau-Abtlg. der T. H. Charlottenburg.

Gaub, Fr.: Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb. — Geol. u. paläontol. Abh., N. F. **9**, Heft 1. 1910.

Grupe, O.: Bitumenführende Horizonte im nordwestdeutschen Weißen Jura usw. — Jahrb. preuß. geol. L.-A., **53.** 1932.

— : Ist der Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins Erdölmuttergestein oder nur Speichergestein? — Zeitschr. Kali, **26.** 1932.

Hoffmann, F. A.: Asphalt-Vorkommen von Limmer bei Hannover und von Vorwohle am Hils. — Zeitschr. f. prakt. Geologie, **3.** 1895.

Hoyer, W.: Die Erdöl- u. Asphaltvorkommen in der Provinz Hannover. — In Engler-Höfer, Das Erdöl, 2. Bd. 1909.

Kalkowsky, E.: Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. — Jahrb. deutsch. geol. Ges., **60.** 1908.

Kauenhowen, W.: Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehungen zur Erdölbildung an der Wende Jura—Kreide in Nordwestdeutschland. — N. Jahrb. f. Min., B. B. LVIII, Abt. B. 1927.

v. Koenen, A.: Erl. zu Blatt Alfeld der geologischen Spezialkarte von Preußen, Lief. 127. 1906.

Linck, G.: Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. — N. Jahrb. f. Min., B. B. 16. 1903.

Müller, A.: Zur Petrographie brennstoffführender Sedimente Deutschlands. II. Der Asphalt von Holzen. — Zentralbl. f. Min., Abt. B. 1934.

Nahnsen, Martin: Die Gesteine des norddeutschen Korallenooliths. — N. Jahrb. f. Min., B. B. 35. 1912.

Neubauer: Deutscher Asphaltbergbau bei Eschershausen. — Petroleum, Heft 21. 1932.

Potonié, R.: Zur Genesis der Bitumina. — Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde. 1932.

Rauschenbach, G.: Der Weiße Jura am Hils bei Eschershausen—Vorwohle unter bes. Berücksichtigung seiner Asphaltführung. — Geol. Meldearbeit 1927. Bergakademie Clausthal.

Rothpletz, A.: Über die Bildung der Oolithe. — Botanisches Zentralbl., Bd. 12. 1892.

Schöndorf, Fr.: Die stratigraphischen Verhältnisse der „Vorwohler Asphaltgruben" in Braunschweig. — 6. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover. 1913.

v. Strombeck, A.: Über ein Vorkommen von Asphalt im Herzogtum Braunschweig. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **23.** 1871.

Wichmann, R.: Der Korallenoolith und Kimmeridge im Gebiet des Selter und Ith. — Inaug. Diss. Göttingen 1907.

Anhang

I. Tiefbohrungen der Asphaltgesellschaft San Valentino in Berlin (Firma Reh & Co.) im Forstdistrikt „Wellenspring" am Hils

Bearbeiter O. Grupe

Bohrung Wellenspring I:

0 — 89,00 m Meißelbohrung (Hilssandstein und Neokom).
Neokom (Einfallen 5—10°).

— 195,35 m Dunkle, mergelige Tone mit einzelnen Toneisensteingeoden, reich an Schwefelkieskonkretionen. Die tiefste, transgredierende Tonschicht voll von rundlichen abgerollten Asphaltfragmenten! Eine weitere brecciöse Schicht mit Quarzgeröllen bei 152 m! Durch Fossilien belegt sind: Oberes und Unteres Hauterive, von dem die letztere Stufe offenbar die Basalregion des Neokoms bildet, denn *Hopl. noricus* findet sich in den untersten Schichten. Außerdem fand sich höher *Crioceras capricornu,* aber ohne nähere Teufenangabe.
Transgression. 5° Einfallen.
Gigas-Schichten. (Einfallen 15—25°).

— 240,00 m Wechselfolge von fein- bis groboolithischen, stellenweise auch konglomeratischen Kalken und Mergeln. Die Kalke sind teils rein, teils mehr oder weniger stark asphalthaltig, während die Mergel meist bitumenfrei sind. Der Asphalt ist besonders in drei Zonen stärker angereichert, nämlich bei 195,35—203,58 m, bei 212,13—216,5 m und bei 225—228 m. Außerdem wiederholt Asphalt auf Klüften. Fossilien: *Corbula inflexa, C. mosensis, Modiola lithodomus,* Cyprinen und Ostreen.
Oberer Kimmeridge.

— 265,00 m Vorherrschend Mergel und Mergelkalke mit eingeschalteten dichten bis feinkristallinen reineren Kalken. Asphalt auf Klüften und in Drusen. Fossilien: *Ostrea multiformis, Exogyra virgula,* Cyprinen.
Verwerfung.
Korallenoolith. (Einfallen ca. 15°).

— 300,47 m Dickbankige Kalke und Dolomite miteinander abwechselnd. Die Kalke von fein- bis groboolithischer, zuweilen auch konglomeratischer Struktur, die durch die Dolomitisierung mehr oder weniger verloren geht. Die Dolomite zumeist durch partielle Auslaugung vor allem des Kalkes porös. Nur gelegentlich dichte Kimmeridge-ähnliche Kalke, so bei 271—272 m und 287—288 m, die wegen des Auftretens von Harnischen und Klüften vermutlich an Störungen gebundene Kimmeridge-Kalke sind. Asphalt in Drusen und auf Klüften. Fossilien: *O. multiformis Rhynchonella pinguis,* Ceromyen.

Bohrung Wellenspring II:

0 — 173,11 m Meißelbohrung (Hilssandstein und Neokom).

— 207,00 m Gigasschichten.
Wechselfolge von Kalken, Mergelkalken und Mergeln. Die Kalke durchweg fein- bis groboolithisch. Die Schichten wiederholt asphalthaltig, und zwar ist der Asphalt besonders an die Kalke gebunden, die mehr oder weniger braun gefärbt sind, neben denen aber auch reine Kalke vorkommen. Asphaltdrusen! Manche Konglomerate erscheinen aus asphalthaltigen Gesteinen aufgearbeitet! Besonders angereichert ist der Asphalt bei den obersten Bänken in den Teufen 173,01—173,67 m und 174,52—174,74 m (nach Florin). Fauna: *Cyprina brongniarti* und *nuculaeformis*, *Corbula mosensis* und *inflexa*, *Modiola lithodomus*, *Gervillia tetragona*, *Ostrea multiformis*.

— 256,50 m Oberer Kimmeridge.
Kalke, Mergelkalke und — vorherrschend — Mergel in Wechsellagerung. Mergel zuweilen — so bei 231—234 m — dunkelrot. Kalke meist dicht bis feinkristallin, zu oberst noch deutlich oolithisch, gelegentlich — so bei 221—224 m — konglomeratisch. Nur noch ab und zu braune, asphalthaltige Lagen — so bei 212 m, 223—227 m und 230 m —. Zuweilen auch Asphaltdrusen. Fossilien: *Ostrea multiformis*, *Exogyra virgula*, beide Austernbänke bildend, *Pecten comatus*, Cyprinen, *Modiola aequiplicata*, *Lima* sp., *Trigonia muricata*, *Gervillia tetragona*.

— 278,90 m Mittlerer Kimmeridge.
Dichte Kalke, Mergelkalke und Mergel. Die Kalke z. T. von bräunlich-grauer Farbe, zuweilen von feinen schwärzlichen Bitumenlagen durchsetzt, die z. T. an Stylolithe gebunden sind! Außerdem Bitumen auf Klüften und in Drusen. Fossilien: Ostreen, Exogyren, *Mactromya rugosa*, *Pecten comatus*.

— 279,35 m Störungsbreccie.

—ca. 300,00 m Dichte Kalke, Mergelkalke und Mergel, zuweilen mit feinen Bitumenlagen. Asphalt auch in Drusen. Fossilien: *Ter. subsella* häufiger, *O. multiformis*.

— 327,50 m Unterer Kimmeridge.
Sandige, dolomitische Kalke, übergehend zuweilen — 308—312 m — in großporige, dolomitische Sandsteine, abwechselnd mit Mergeln, die zu unterst durch grünliche und grünlichgraue Farbe und Schwefelkiesgehalt sich besonders auszeichnen. In den tieferen mergeligen Schichten *T. humeralis*. Außerdem *Ostrea* und *Ceromya orbicularis*. Zuweilen feine bituminöse Lagen und bituminöse Klüfte.

— 334,50 m Humeralis-Horizont. Oolithische Kalke abwechselnd mit z. T. hellgrauen Mergeln, zuweilen reich an *T. humeralis*.
Korallenoolith.

— 338,50 m Sandige dolomitische Kalke und dolomitische Sandsteine von teils dichter, teils oolithischer, teils poröser Struktur, zuweilen von Mergellagen durchsetzt. Ab und zu schwärzliches Bitumen in feinschichtigen Lagen. Auch Asphaltdrusen und Asphaltporen, *Rhynchonella pinguis* und *T. humeralis*.

— 351,60 m Fein- bis groboolithische Kalke bzw. dolomitische Kalke, nur ab und zu von Mergellagen unterbrochen, oder auch gelegentlich durch Mergelknollen konglomeratisch. *O. multiformis.*

Bohrung Wellenspring III:

0 — 125,00 m Meißelbohrung (Einfallen flach) Neokom.
Neokom.

— 146,00 m Dunkle mergelige Tone mit einzelnen Toneisensteinknollen und Schwefelkieskonkretionen. Zahlreiche Bivalven. Einzelne Fragmente von *Hopl. noricus.*

— 147,65 m Eisenstein-Konglomerat. Zunächst dunkle Tone mit einzelnen Bohnerzkörnern, allmählich übergehend in reines Bohnerzkonglomerat.
Transgression.
Münder Mergel (Einfallen 25—30°).

— 149,50 m Hellgraue und dunkelgraue Mergel, zuweilen dunkelrot gefleckt, gelegentlich in dichtes dolomitisches Gestein übergehend. Zu oberst mit Corbulen.

— 155,00 m Rote und graurote, gefleckte und geflammte dolomitische Mergel, bei denen einmal die graue, zum anderen die rote Farbe vorherrscht, durchsetzt längs der Schichtung, sowie in anderen wechselnden Richtungen, von glänzenden gerieften Ablösungsflächen.

— 158,00 m Hellgraue und dunkelgraue dolomitische Mergel, zuweilen in dichten Dolomit übergehend. Die dol. Mergel z. T. scheinbar oolithisch?

— 163,00 m Graurot melierte und einheitlich dunkelrote dolomitische Mergel mit Ablösungsflächen.

— 174,00 m Dunkelgraue und hellgraue dolomitische Mergel, zuweilen dol. Steinmergel, in einzelnen Schichten Schwefelkies in feiner Verteilung oder auch in Knollen, bei 169 m mit Gipsknollen. Großenteils von Kalkspatadern stark durchtrümert.

— 182,00 m Rote und graurot melierte dolomitische Mergel mit Ablösungsflächen.

— 189,00 m Grünliche und grünlichgraue weichere Mergel, zuletzt mit härteren, grauen Steinmergelbänken.
Eimbeckhäuser Plattenkalke Einfallen 20—30°.

— 216,00 m Graue, bräunlichgraue und grünlichgraue festere Kalkmergel und Mergelkalke von meist dichter, seltener feinoolithischer Struktur, nur bisweilen von weicheren, grünlichen Mergeln unterbrochen, reich an Schwefelkies, der in feiner Verteilung oder auch in gröberen, und dann bisweilen auch lagenweise angeordneten Konkretionen das Gestein durchzieht. Im allgemeinen fossilleer, nur bei 200—201 m Steinkern von *Corb. inflexa.*

— 225,00 m Graue Mergel mit einzelnen Kalklagen von meist oolithischer Struktur und zuweilen mit feinen, schwärzlichen Bitumenschlieren. Schwefelkies reichlich. In einzelnen Schichten Corbulen und Ostreen.

— 252,00 m Gigas-Schichten. (Einfallen 20—30°.)
Wechselfolge grauer Mergel und dickbankiger Kalke von meist feinbis groboolitischer Struktur. In der Zone 242—250 m reich an

Asphalt, der vor allem an die Kalke gebunden ist, dabei aber in seiner Intensität wechselt, d. h. z. T. sind die Kalke von gleichmäßig tiefbrauner Farbe, andere sind wieder nur durch bitumenhaltige dunkle Ooide ausgezeichnet und schließlich sind zwischendurch auch reinere oolithische Kalke ohne stärkeres Bitumen entwickelt.

— 270,00 m Kerne nicht vorhanden.

Oberer Kimmeridge. (Einfallen 5—20°.)

— 292,00 m Dunkelgraue Mergel mit dichten, sowie feinkristallinen Kalken und Mergelkalken, die oft reich an Schwefelkies sind. Die mit den Mergeln stets flaserig verwachsenen Kalklagen lösen sich nicht selten zu einzelnen Knollen auf und rufen dadurch eine konglomeratische Struktur hervor. Fossilien: *Ostrea, Exogyra virgula, Pecten strictus, Cyrena rugosa,* Corbulen, Cyprinen.

Verwerfung!

Humeralis-Horizont.

— 301,50 m Dichte und oolithische Kalke mit Mergellagen von vielfach schwärzlicher Farbe und bituminöser Beschaffenheit, flaserig verwachsen, dabei nicht selten in einzelne kleinere und größere Knollen aufgelöst. Fossilien: zahlreiche Ostreen und wiederholt *Ter. humeralis.*

— 305,50 m Kristalline und oolithische Kalke — bei 302—303,4 m glaukonitisch —, sowie dolomitische Sandsteine mit einzelnen feinen bituminösen Schlieren und Asphaltstücken. Reich an Ostreen.

— 306,75 m Grünlichgraue Mergel mit Lagen eines aus Schalenfragmenten, Oolithkörnern und Quarzkörnern bestehenden Trümmerkalkes.

— 308,50 m Oolithische Kalke und dolomitische Sandsteine mit einzelnen feinen bituminösen Lagen und Fragmenten.

— 311,00 m Graue und grünlichgraue sandige dolomitische Mergel abwechselnd mit oolithischen Kalken. Asphalt auf Klüften.

— 320,00 m Korallenoolith. Massige Kalke, fein- bis groboolithisch, und gelegentlich — bei 311,50—312 m und 319—319,50 m — Dolomite, wiederholt mit feinen bituminösen Lagen und Schmitzen.

Bohrung Wellenspring IV:

Die Kerne der oberen Teufen mit den Asphaltbänken der Gigasschichten fehlen.

Gigasschichten (Einfallen 15—20°).

225—252 m Graue Mergel mit festeren Mergelkalken und Kalken von teils dichter, teils oolithischer Struktur, besonders in den tieferen Schichten groboolithisch, in einzelnen Zonen — bei 229—230, 233,50—235 m — mit bräunlichen bituminösen Lagen. Fossilarm.

Bei 252 m Verwerfung, Schichten zu Grus zertrümmert.

— 268,00 m Humeralis-Horizont.

Graue Mergel, abwechselnd mit teils dichten, teils oolithischen Kalken. Zuweilen feine schwärzliche bituminöse Schlieren, sowie Bitumen auf Klüften, zahlreiche Ostreen, und daneben in manchen Schichten reichlich *Ter. humeralis.*

II. Tiefbohrungen der Deutschen Asphalt-AG. in Eschershausen

im Tiefbau der Grube „Herzog Wilhelm“ am Wintjenberg (Hils)

Bearbeiter: Brinkmann und Lotze

Bohrung 1:

Mittlerer Kimmeridge.

— 1,10 m	Asphaltkalk (Sohle des „Hauptlagers“)
— 8,45 m	Grünliche Mergel mit einzelnen Kalkbänken, von denen eine bei 2,10—2,25 m asphalthaltig ist.
— 9,70 m	Asphaltkalk („Mittleres Lager“).
— 12,75 m	Hellgrauer Mergel.
— 16,00 m	Asphaltkalk.
— 16,45 m	Mergel.
— 18,90 m	Asphaltkalk („Unteres Lager“).

Unterer Kimmeridge.

— 26,95 m	Gelbgrauer Kalk und Mergelkalk.
— 34,95 m	Asphaltkalk.
— 37,50 m	Klüftiger Kalk.
— 39,25 m	Asphaltkalk.
— 47,20 m	Mergeliger Kalk, z. T. oolithisch.

Korallenoolith.

— 56,45 m	Dolomitische Kalke in dickeren Bänken.

Bohrung 2:

Mittlerer Kimmeridge:

— 1,05 m	Asphaltkalk (Sohle des Hauptlagers).
— 5,70 m	Grünliche Mergel mit einzelnen Kalkbänkchen.
— 7,00 m	Oolithischer Kalk.
— 9,20 m	Asphaltkalk („Mittleres Lager“).
— 12,90 m	Graugrüner Mergel.
— 13,70 m	Dolomit.
— 17,90 m	Hellgrauer Mergel.
— 19,70 m	Asphaltkalk.
— 21,20 m	Oolithischer Kalk.
— 26,20 m	Asphaltkalk („Unteres Lager“).

Unterer Kimmeridge:

— 31,20 m	Hellgelblicher Mergel.
— 38,40 m	Hellgrauer Mergel.
— 49,15 m	Poröser Dolomit.
— 49,15 m	Heller oolithischer Kalk.

Korallenoolith.

— 69,10 m	Dolomitische Kalke in massigen Bänken.

Bohrung 3 (von unten nach oben)

Mittlerer Kimmeridge:

— 1,15 m Asphaltkalk (Dach des „Hauptlagers").
— 1,85 m Grüngrauer Mergel.
— 2,15 m Asphaltkalk.
— 8,10 m Mergelkalk mit einzelnen Asphaltlagen.
— 8,50 m Graugrüner Mergel.
— 13,05 m Asphaltkalk („Oberes Lager").
— 16,00 m Mergeliger Kalk.
— 16,15 m Asphaltkalk.

Neokom.

— 17,00 m Dunkle Tone.

Bohrung 4 (neue stratigraphische Deutung von O. GRUPE).

Neokom.

— 16,80 m Dunkle Tone, an der Basis mit einzelnen Bohrerzkörnern.

Gigasschichten.

— 27,70 m Mehr oder weniger asphalthaltiger Kalk.

Verwerfung.

Unterer Kimmeridge:

— 36,05 m Hellgraue Mergel.
— 43,70 m Mergelkalke.
— 45,70 m Poröser Dolomit.

Bohrung 5 am Sandwege nördlich des Schachtes.

Gault.

— 27,00 m Helle Sandsteine.

Neokom.

—117,00 m Dunkle Tone, an der Basis mit Bohrerzkonglomerat.

Gigasschichten.

— 117,50 m Asphalthaltiger Kalk.
— 118,20 m Graugrüne Mergel.
— 121,80 m Fossilführende oolithische Mergelkalke.
— 122,50 m Graue Mergel mit rötlichen, gelblichen und dunklen Streifen.
— 126,00 m Groboolithischer Mergelkalk, schwach bituminös, fossilhaltig.
— 126,50 m grünlichgrauer, gebänderter Mergel.
— 127,20 m Oolithischer Asphaltkalk mit Fossilien.
— 130,75 m dgl. aber nur schwach asphalthaltig.

Oberer Kimmeridge.

— 131,40 m Graugrüner Kalkmergel.
— 134,60 m Oolithischer graugrüner Mergelkalk, fossilreich.
— 136,30 m Bituminöser, gelbgrauer Mergel mit Fossilien.
— 138,00 m Grauer und blaugrüner Kalkmergel und Tonmergel, reich an Austern.
— 141,20 m Grauer, streifiger Mergelkalk mit blaugrünen Tonschlieren, reich an Austern.

— 143,70 m Hellbrauner, schwach bituminöser Mergel.
— 146,00 m Grauer und gelblicher Mergel mit Muscheltrümmern.
— 159,00 m Blaugrüner und rötlichbrauner Ton mit dünnen Fossillagen.
— 164,00 m Grauer Mergelkalk mit tonigen Lagen, fossilhaltig.
— 164,80 m Schwarzer Mergel mit zahlreichen Austern.
— 178,40 m Graue Mergeltone mit schwarzen Schlieren und sehr vielen Austern.
— 185,50 m Bräunlicher Kalkmergel und grauer Ton in Muscheln.
— 188,50 m Hellgelber Mergelkalk.
— 195,00 m Bräunlicher bituminöser Mergel.
— 200,00 m Gelblicher Kalk mit Fossilien.
— 214,00 m Grauer, dunkler und gelblicher Mergel, z. T. reich an Austern.
— 215,50 m Bituminöser dunkler Mergel.
— 226,00 m Dunkle Mergelbank, reich an Austern.
— 226,50 m Kristalliner, fester Kalk, schwach bituminös.
— 228,30 m Dolomitischer Kalk, stark porös.
— 230,00 m Grünlichgrauer Mergelton.
— 233,00 m Gelbbrauner Dolomit.
— 233,80 m Grauer Mergel mit Fossilien.
— 235,00 m Gelbbrauner dolomitischer Kalk.
— 236,00 m Löcheriger Dolomit.
— 238,00 m Kristalliner dolomitischer Kalk.
— 240,00 m Blaugrüne Mergeltone.
— 241,40 m Heller, feinkristalliner und schwachoolithischer Kalk mit zahlreichen Austern.
— 244,00 m Grauer, dichter Kalkmergel.

Urschrift eingegangen am 12. Juni 1935.
Druckauftrag erteilt am 17. Dezember 1935.

Eine Geschiebegrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehung zu den Vereisungen

Von V. Milthers in Kopenhagen

Mit einer Tabelle und Tafel 24

Die Erwünschtheit von einer Untersuchung über den in gegenwärtiger Abhandlung behandelten Gegenstand trat im Jahre 1931 klar hervor. Herr Landesgeologe Dr. R. Grahmann und ich unternahmen damals eine Untersuchung über die Geschiebeverhältnisse im Freistaat Sachsen, aus welcher hervorging, daß bei Leipzig eine auffallende Geschiebegrenze vorliegt (Milthers 1934). Während bei Leipzig und weiter gegen Norden Geschiebe von der baltischen Gesteinsart Braunem Ostseequarzporphyr in großer Anzahl vorkommen, brachte die genannte Untersuchung nicht ein einziges Exemplar von diesen charakteristischen Leitgeschieben im übrigen Teil von Freistaat Sachsen an den Tag. Die Frage, inwiefern dieser Unterschied in der Geschiebeführung sich weiter gegen Osten nachweisen ließe, mußte damals als unentschieden hinstehen.

Im Jahre 1933 bot sich eine gute Gelegenheit dar, zu sehen, ob ein solcher Nachweis möglich wäre. Während der Rückreise von einer Geschiebeuntersuchung in der Tschechoslowakei mit Dr. G. Götzinger zusammen (Götzinger & Milthers 1933) machte ich Aufenthalt an einzelnen Stellen in Schlesien. Es zeigte sich dann, daß eine Geschiebegrenze wie die bei Leipzig teils zwischen Glogau und Liegnitz-Breslau, und teils in der Nähe von Spremberg vorhanden war. Diese Stichproben bewiesen, daß es möglich war, die Geschiebegrenze durch ein größeres Gebiet Ostdeutschlands zu verfolgen.

Dem Carlsbergfond in Kopenhagen bin ich im höchsten Grad dankbar für die Unterstützung, welche es mir ermöglichte, die für die neue Untersuchung nötige Reise zu unternehmen. Die Untersuchung wurde in den Monaten Juli—August 1934 unter Begleitung und Mithilfe von meinem Sohn Mag. scient. Keld Milthers ausgeführt.

Ehe ich die Untersuchung und ihre Resultate darlege, gebe ich eine Übersicht über die Auffassungen, die über die Grenzen und das Alter der Vereisungen im Gebiete der Geschiebegrenze im letzten Jahrhundert publiziert sind.

Historische Übersicht über die Vermutungen betreffs der Vereisungsgrenzen im Untersuchungsgebiet

Nachdem die Auffassung Klockmanns von 1883 betreffs der Verbreitung der letzten Vereisung verlassen war, und die Grenze — zufolge der Beobach-

tungen in den Grenzgebieten — weiter nach Südwesten und Süden verlegt war, wurde es im Beginn dieses Jahrhunderts eine allgemeine Ansicht, daß das Breslau—Magdeburger Urstromtal die äußerste Grenze der letzten Vereisung bezeichnete (Wahnschaffe 1901).

Im Jahre 1906 vertrat jedoch O. v. Linstow die Ansicht, daß das letzte Inlandeis südöstlich Magdeburg nicht nur die Moränen bei Gräfenhainichen und Schmiedeberg abgesetzt, sondern sich auch bis in die Gegenden bei Halle und Leipzig ausgedehnt hatte. Dieselbe Meinung äußerte auch Wahnschaffe (1909, S. 242) auf Grund der Auffassung, daß die interglazialen Süßwasserablagerungen bei Rabutz von Geschiebelehm bedeckt seien und die hängende Moräne des interglazialen Saaleschotters überlagern. Die von Wahnschaffe auf seiner Karte über Urstromtäler angegebenen Endmoränen bei Leipzig wurde dann zur letzten Vereisung gerechnet. Weiter gegen Osten führt Wahnschaffe Endmoränen nördlich von dem Breslau—Magdeburger Urstromtal an, samt — am längsten gegen Osten — Endmoränen von Kalisz vorbei Wielun, und nach Nowo Radomsk hin, wie er es schon früher (1901) getan hatte.

Im Jahrbuch der preuß. geol. Landesanstalt für 1909 (1911) ergänzt und ändert Keilhack in gewissen Richtungen diese Auffassung von dem Alter und Verlauf der Moränenlinien. Die Grenze der letzten Vereisung wird hier ganz und gar nördlich von dem Lausitzer Urstromtal gelegt. Die Moränenlinie wird mehr zusammenhängend angegeben; mit Verlauf vom Fläming wird sie südlich Calau, über Spremberg, Sorau, Primkenau, Lüben, Trebnitz nach Kempen und weiter in nordöstlicher Richtung nach Kalisz gelegt. Von hier zieht Keilhack wie früher Wahnschaffe die Linie in südöstlicher Richtung nach Nowo Radomsk. Die Endmoränenlinie über dem Trebnitzer Katzengebirge und weiter nach Osten (und Nordosten) zwischen Bartsch und Oder gründet sich auf Beobachtungen von Frank Leverett (1910).

Die Moränenlinie bei Leipzig wurde von Keilhack als einer älteren Vereisung angehörend aufgefaßt. Sein weiterer Verlauf nach Osten wurde nördlich von Oschatz und — östlich von der Elbe — als kleiner Bogen nach Kamenz hin angegeben. Moränenbogen südwestlich von Leipzig in der Richtung nach Weißenfels sowie westlich von Magdeburg wurden von Keilhack als zur vorletzten Glazialzeit gehörig angegeben.

Im Jahre 1908 begann O. Tietze seine umfassenden Untersuchungen in der Breslauer Gegend und den angrenzenden nördlicheren Gebieten. Er kam dadurch (1910) — im Gegensatz zu Leverett und Keilhack — zu der Auffassung, daß das Trebnitzer Katzengebirge „ganz in den Bereich der älteren Vereisung" läge. Er meinte, daß diese Höhenzüge nicht Endmoränen sein könnten, und er sagt, daß er durch seine Untersuchungen keine Landschaftsformen gefunden habe, die er „einwandfrei mit glazialen Formen hätte identifizieren können", wie es weiter nördlich der Fall war. „Die Lissaer Endmoränen . . . . stellen die südlichste Staffel der Endmoränen der jüngsten Vereisung dar", und die äußerste Grenze dieser Vereisung geht nach Tietzes Auffassung zwischen der Lissaer Endmoräne und dem Trebnitzer Katzengebirge. Dieser Auffassung schloß sich Wahnschaffe an (1911).

Im Jahre 1912 gab E. Werth eine Übersicht über die „äußersten Jungendmoränen in Norddeutschland". Er zieht die Grenze vom Fläming über Dahme, südlich Calau, über Spremberg, Sorau, Naumburg, Glogauer Katzengebirge, Köben, Trebnitzer Katzengebirge, Groß-Wartenburg und weiter nord-

östlich nach Kalisz. Primkenau—Kotzenau—Lüben wird hier als außerhalb der Vereisungsgrenze liegend gerechnet. Dagegen zählt Werth unter die Jungendmoränen — wenn auch etwas verwaschen — den Moränenstrich südöstlich von Magdeburg, über Kalbe in der Richtung nach Bitterfeld, indem er auf v. Linstow (1906) hinweist.

Gleichzeitig hiermit und in den folgenden Jahren erschienen die Ergebnisse einer Reihe von speziellen Untersuchungen über die Lissaer Endmoräne und ihre Fortsetzung sowohl nach Osten als nach Westen (Behr & Tietze 1911, 1912; Tietze 1912, 1915). Auf Grund dieser Untersuchungen gab Tietze (1917) eine Übersicht über die Grenzmoränen aus der letzten Vereisung in diesem Teil von Deutschland und zeigte, daß die Vereisungsgrenze mit der Grenze für das norddeutsche Seengebiet zusammenfällt. Gegen diese Abhandlung legte Keilhack (1917) einen so kräftigen Protest ein, daß Tietze persönlich zum Schweigen gebracht wurde (1918). Der Protest hat jedoch nicht verhindern können, daß die Tietze'sche Ansicht von der Ausstreckung der letzten Vereisung später durchgedrungen ist und jetzt die allgemeine Auffassung ist.

In einer folgenden Abhandlung über Endmoränen in Niederschlesien rechnet Keilhack (1919) — in Übereinstimmung mit seinem obengenannten Protest — die Moränen auf der Strecke von Christianstadt an der Bober, über Freystadt, Neustädtel, Quaritz (SW von Glogau), Raudten und Köben, wie auch Moränen nördlich von Militsch (NO von Trebnitz) zur letzten Vereisung, während er jetzt die Gegenden bei Sprottau, Primkenau, Kotzenau und Polkwitz zu einer älteren Vereisung hinführt.

Dieselbe Auffassung gibt F. Schucht in der vierten Ausgabe (1921) von Wahnschaffes Werk: „Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes" wieder. Schucht ist hiermit von dem Anschluß Wahnschaffes (1911) an Tietze (1910) weggegangen.

In einer Übersicht: „Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands" führt Paul Woldstedt (1925) die „Fläming-Phase" in Zusammenhang an, ohne doch zu nennen, zu welcher Vereisung sie hinzuzurechnen ist. Er gibt seinen Verlauf an: von der Lüneburger Heide über den Fläming, Lausitzer Grenzwall, das Glogauer Katzengebirge, die Schildberger und die Trebnitzer Gegend, ein südwärts gerichteter Bogen im Warthe-Gebiete, ungefähr über die Mündung des Flusses Pilica, Siedlce, Mielnik am Bug nach Baranowitsch (Woldstedt 1920). Das Gräfenhainichen und Schmiedeberger Plateau betrachtet Woldstedt als eine Vorstaffel dieser Phase.

In seiner Abhandlung über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland hält Woldstedt (1927) jetzt die von W. Wolff (1915), Tietze (1917) und K. Gripp (1924) angegebenen Linie für die Grenze der letzten Vereisung. Die Fläming-Phase wird als eine besondere Vereisung unter dem Namen die Warthe-Vereisung ausgeschieden, und es wird als fraglich hingestellt, ob der Fläming selbst die äußerste Grenze dieser Vereisung bezeichnet. Es wird auf v. Linstow (1906) hingewiesen, der die Moränen bei Schmiedeberg und Gräfenhainichen mit der Fläming-Moräne in Zusammenhang gestellt hat. Woldstedt sagt: „Ja es hat den Anschein, als habe diese Vereisung in ihrer größten Ausdehnung bis in die Gegend von Halle gereicht", indem er auf die stratigraphischen Verhältnisse bei Rabutz hinweist, dessen interglazialen Schichten als moränenbedeckte angesehen wurden.

In seinem Werk, das Eiszeitalter (1929) und auf einer Vortragskarte vom Jahre 1928 (im Jahre 1930 ausgegeben) läßt Woldstedt den Warthe-Vorstoß mit derselben Linie zusammenfallen, die Schucht (1921) als letzte Vereisungsgrenze angeführt hatte. Von Groß-Wartenburg nach Südosten zeichnet Woldstedt Moränenbogen ein, die in der Richtung nach dem scharfen Knick des Wartheflusses südlich von Wielun gehen. Von Reichtal ist auf der Karte eine N—S-Linie eingezogen, samt einer Moränenlinie bei Czestochowa, beide zur Saale-Vereisung gehörend.

Die Höhenzüge bei Pietrowska und Butschkau östlich von Reichtal, die Woldstedt 1928 und 1929 zum Warthe-Stadium hingeführt hatte, hält er dagegen in einer Abhandlung vom Jahre 1932 als zusammenhörend mit dem erwähnten vermuteten Endmoränenstrich von Reichtal nach Süden und bei Schwirz vorbei. In der Nähe von Reichtal hat — meint Woldstedt jetzt (1932) — der Eisrand eine scharfe Umbiegung gehabt und zwar von der Richtung S—N nach W—O. Anstatt zum Warthe-Stadium zu gehören, gehört diese Linie nach Woldstedt's damaliger Meinung mit dem Rehburger Stadium in Westdeutschland (Woldstedt 1928) zusammen, d. h. ziemlich äußerlich in Westdeutschlands Saale-Vereisungsgebiet.

Während also Woldstedt (1932) diese Linien zur Saale-Vereisung hinstellt, hat J. Hesemann (1932) dagegen in der südlichen Fortsetzung desselben Strichs, nämlich in „Endmoränen zwischen Münsterberg und Falkenberg" Geschiebe aufgezählt mit Verhältniszahlen, die den Verhältniszahlen des Warthe-Stadiums entsprechen sollen. Er meint also, daß dies Stadium so weit nach Süden gereicht hat.

In einer Abhandlung von J. Behr und L. von zur Mühlen (1933) sind ferner Geschiebezählungen angeführt, die J. Hesemann im Gebiete nördlich und südlich von Neiße ausgeführt hat. Nach diesen Zählungen bildet die Neiße die Grenze zwischen den Elster- und den Saale-Vereisungen; gleichwie in der Grafschaft Glatz und in der Freiburger Gegend (an den Sudeten) ist südlich Neiße nur die Elster-Vereisung vertreten, eine Auffassung, der sich auch Behr und von zur Mühlen anschließen. Nördlich von der Neiße hat Hesemann in der Gießmannsdorfer Endmoräne (Ottmachau) in Kiesschichten die Verhältniszahl 2350 gefunden, samt in hangendem Geschiebelehm die Verhältniszahl 4420. Diese Verhältniszahlen sollten nach Hesemann bzw. der Saale- und der Warthe-Vereisung entsprechen. Von der Auffassung, daß das Warthe-Stadium so weit im Süden repräsentiert sei, nehmen Behr und von zur Mühlen doch Abstand.

In einer kurzen Übersicht von Hesemann (1933) wird der Lausitzer Grenzwall sowohl morphologisch, stratigraphisch als auch geschiebemäßig eine besondere Bedeutung zugeteilt. In bezug auf das geschiebemäßige wird angeführt, daß man im Fläming die Verhältniszahl 4420 (Warthe) hat, in endmoränenartigen Kieshügeln 2260 (Saale) und bei Senftenberg 6310 (Elster). „Drei Vereisungszyklen stoßen am Lausitzer Grenzwall zusammen". Ob dieses so zu verstehen ist, daß man bei Senftenberg (oder dicht nördlich davon) die Grenze der Saale-Vereisung hat, geht nicht klar hervor.

In einer Abhandlung über die glazialgeologischen Verhältnisse im südwestlichen Teil von Mittelpolen spricht Josef Premik (1932) die Ansicht aus, daß der Moränenstrich in der Brieg-Schwirz-Gegend in Schlesien, der von Woldstedt (1932) beschrieben ist und nach ihm von Reichtal in östlicher Richtung geht, seine Fortsetzung in Polen als Endmoränen in der Gegend

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

von Czestochowa hat. Er sollte zur Saale-Vereisung gehören. — Die Moränenreihe, die sich von Kaminsk (von Osten her) über Sulmierzyce und davon weiter bzw. nach WSW, W, NW und NNW erstrecken, rechnet Premik dagegen als „Rückzugsstaffeln des Warthevorstoßes" und meint, daß sie ihre Fortsetzung in Schlesien in dem Trebnitzer Katzengebirge haben. Ihre Fortsetzung nach Osten möchte in der Richtung nach Nowo Radomsk und Przedbórz gehen.

R. Grahmann (1933) sagt in seinem Vortrag bei der internationalen Konferenz in Moskwa im Jahre 1932 über die Grenzen der älteren Vereisungen in Norddeutschland, daß die äußerste Grenze von der Saale-Vereisung im östlichsten Sachsen längs der sächsisch-preußischen Grenze verläuft und das Lausitzer Urstromtal nordwestlich Kamenz erreicht. Die Grenze des Warthe-Stadiums verläuft nach Grahmann (auf der Karte) ungefähr längs der Grenzlinie (von Keilhack u. a.) von Fläming bis zu Kalisz und davon als ein flacher Bogen nach Osten hin in der Richtung nach Lask.

In derselben Konferenz legt Woldstedt (1933 a) dieselbe glazial-morphologische Karte über Norddeutschland, wie in Kopenhagen im Jahre 1928, vor (vgl. Das Eiszeitalter 1929). Das Warthe-Stadium ist durch den bekannten Strich vom Trebnitzer Katzengebirge über den Fläming nach der Lüneburger Heide bezeichnet. Die Fortsetzung gegen Osten sucht Woldstedt wie früher „in dem Endmoränenzuge, der von Kalisch im Bogen über Lodz, Mielnic am Bug nach Baranowitschi verläuft".

Von den Endmoränen der Saale-Vereisung rechnet Woldstedt jetzt die Leipziger (Tauchaer) Moräne als auch die Ottmachauer Endmoräne im mittleren Schlesien zusammenhörend mit dem Rehburger Stadium, während im Jahre 1932 eine jüngere Linie als gleichalterig mit diesem Stadium angesehen wurde. Als äußere Grenze der Saale-Vereisung rechnet Woldstedt die Kuchelnaer Endmoräne in Oberschlesien sowie das Ammersfoerter Stadium in Holland. In bezug auf Woldstedts Altersbestimmung von der Ottmachauer Endmoräne muß jedoch auf die Bestimmung von Behr und von zur Mühlen (1933) hingewiesen werden, nach welcher diese Moränenlinie die äußere Grenze der Saale-Vereisung bezeichnet. Nach dieser Auffassung gehört die Kuchelnaer Endmoräne zu der Elster-Vereisung, gleichwie der tschechoslowakische Teil des skandinavischen Vereisungsgebietes.

Während Woldstedt (1933a) wie erwähnt in Bezug auf Polen Lodz und Mielnik am Bug (50 km NW von Brest Litowsk) als Grenze des Warthe-Stadiums angibt, legt S. A. Jakowleff (1932) diese Grenze bedeutend südlicher. Infolge seiner Karte geht sie bei Radom, Lublin vorbei, überquert den Fluß Bug ca. 60 km südlich von Brest Litowsk und geht dann weiter über Kowel und östlich von Pinsk, d. h. weit südlich von Baranowitsch. Die Grenze weicht dann nach Jakowleff's Auffassung ziemlich viel von der von Woldstedt angenommenen ab.

In einer letzten Abhandlung von Woldstedt (1933b) ist eine Äußerung mit Rücksicht auf das Warthe Stadium von Interesse. Er sagt, daß seine „starke Selbständigkeit gegenüber der Saale-Hauptphase durch die Geschiebeuntersuchungen (Hesemann 1932) bekräftigt wird". In der Abhandlung, zu der Woldstedt hinweist, hat jedoch Hesemann mitgeteilt, daß in den Moränen zwischen Münsterberg und Falkenberg die Verhältniszahl des Warthe-Stadiums repräsentiert ist, während Woldstedt selbst diese Strecke zur Saale-Vereisung rechnet. Auch noch südlicher meint Hesemann, daß das

Warthe-Stadium durch seine Verhältniszahl repräsentiert wäre (Behr & v. zur Mühlen 1933). Das stimmt also nicht gut mit Woldstedts eigenen Vermutungen über die Eisrandlagen überein.

Die Untersuchung von der Lage der Geschiebegrenze

Diese neue Untersuchung wurde bei Luckau in Brandenburg angefangen und von hier weiter nach Süden bis zum Lausitzer Urstromtal fortgesetzt, danach diesem Tal entlang nach Osten, über Sagan, Liegnitz, Breslau und weiter über Kreuzburg nach Czestochowa und Nowo Radomsk in Polen. — Während der Rückreise wurden an einzelnen Orten zwischen Leipzig, Weißenfels, Eisleben und Wittenberg Beobachtungen gemacht.

Um die Tabellen übersichtlich zu machen, habe ich das untersuchte Gebiet in 7 Abschnitte geteilt (von Westen nach Osten gerechnet). Außer den neuen Zählungen habe ich in den Tabellen auch die früher von Dr. Grahmann und mir untersuchten Fundorte im Freistaat Sachsen aufgenommen, insofern sie in den betreffenden Abschnitten gelegen sind. Auf der Karte und in den Tabellen sind die Gebiete nördlich der gefundenen Grenze als A, die südlich davon als B bezeichnet.

Abschnitt I.

In diesem westlichsten Abschnitt sind Zählungen östlich von Halle sowie zwischen Halle und Eisleben ausgeführt. Von diesem letzten Gebiete hat früher K. Wünschmann (1933, 1934) umfassende Einsammlungen von skandinavischen Geschieben vorgenommen. Als Versuch eines Vergleiches mit diesen Einsammlungen habe ich Zählungen an drei Orten innerhalb desselben Gebietes gemacht.

Frühere Zählungen nordöstlich und südöstlich von Halle hatten gezeigt, daß man hier im Gebiete des häufigen Vorkommens von Braunem Ostseeporphyr war. Eine Zählung auf Lindenbreite nordwestlich von Seeburg (I A Nr. 1) mitten zwischen Halle und Eisleben zeigte ganz dasselbe Verhältnis. Eine Zählung (I B Nr. 1) östlich von Homburg (SO von Eisleben) — in Lesesteinen sowie die vorigen — ergaben keine Geschiebe von Braunem Ostseeporphyr. Diese zwei Zählungen stimmen ganz gut mit den von Dr. Wünschmann an denselben Orten ausgeführten Zählungen überein.

Außerdem habe ich in einer Kiesgrube am Bhf. Teutschental, wo früher Dr. Wünschmann (1933) viele Geschiebe gesammelt hat, eine Zählung ausgeführt. Dr. Wünschmanns und meine Prozentzahlen weichen jedoch so stark von einander ab, daß kein Vergleich möglich ist. Das rührt vermutlich davon her, daß Dr. Wünschmanns Material — infolge seiner freundlichen Mitteilung an mich — nur teilweise für quantitativen Zweck eingesammelt ist.

Die Zählungen zwischen Halle und Eisleben deuten an, daß die Grenze des häufigen Auftretens vom braunen Ostseeporphyr ungefähr in der Mitte zwischen den beiden Städten liegt.

Abschnitt II.

Dieser Abschnitt umfaßt den Teil der Geschiebegrenze, der sich von Leipzig nach Osten bis an die Elbe erstreckt. Außer den früheren, publizierten Zählungen aus dem Freistaat Sachsen (Milthers 1934) sind in diesem Ge-

biete nur einzelne Zählungen nordöstlich von Leipzig und bei Gräfenhainichen ausgeführt. Sie gehören alle zu den Gebieten, in welchen die Geschiebe von Braunem Ostseeporphyr vorkommen. Sie ändern im wesentlichen nichts in Bezug auf die relative Häufigkeit dieser Geschiebeart in diesem Gebiete.

Abschnitt III.

In diesem Abschnitt hatte es ein besonderes Interesse zu sehen, ob die Grenze des häufigen Auftretens vom braunen Ostseeporphyr mit der hervortretenden Moränenlinie zusammenfällt, die „Lausitzer Grenzwall" genannt wird. Diese Moränenlinie, die zwischen Spremberg und Senftenberg längs der Nordgrenze des Lausitzer Urstromtals verläuft, biegt bei Neue Petershain von der Talgrenze ab und verläuft nun in nordwestlicher Richtung: zwischen Calau und Finsterwalde. Es zeigte sich dabei, daß die gesuchte Geschiebegrenze nicht mit dieser Moränenlinie zusammenfällt, sondern weiter südlich liegt. Ihr Platz ist wenige km südlich von Finsterwalde.

Von den 515 Leitgeschieben, die im Gebiet Luckau—Calau—Finsterwalde —Prossmarke aufgezählt wurden, machte der Braune Ostseeporphyr 7% (36 Stück) aus, während bei Gorden 11 km südlich von Finsterwalde und weiter südlich nichts von dieser Geschiebeart gefunden wurde.

Sowohl nördlich als südlich der Geschiebegrenze ist eine bedeutende Menge von einheimischem Material in den Kiesschichten vorhanden.

Abschnitt IV.

Dieser Abschnitt der Geschiebegrenze erstreckt sich von der Gegend bei Senftenberg bis zu Sprottau. Im westlichen Teil dieses Gebiets geht die Grenze dicht südlich von Spremberg und Muskau, ungefähr der Nordgrenze des Urstromtals entsprechend. Bei Sorau weichen die zwei Grenzen dagegen ziemlich weit voneinander ab. Während nämlich die landschaftliche Grenze zwischen dem glazialen Hochland und dem Urstromtal mehr als 20 km südlich von Sorau liegt, so findet sich die Geschiebegrenze ganz dicht südlich dieser Stadt. Von Sagan und weiter östlich biegt die Grenze stark in südöstlicher Richtung ab (siehe den nächsten Abschnitt).

Vom Gebiete nördlich der Geschiebegrenze (IV A) sind unter den Zählungen auch Geschiebe von der Gegend Guben—Sommerfeld—Pförten mitgenommen. Streng genommen gehören sie vielleicht nicht mit, sondern können von der letzten Vereisung stammen. Entfernt man diese Lokalitäten aus der Liste, beträgt die Prozentmenge von Braunem Ostseeporphyr 15% anstatt 13%.

Was den südlichen Teil des Abschnitts (IV B) betrifft, so ist es von Interesse, daß die Geschiebegrenze das glaziale Hochland nördlich von dem Urstromtal durchschneidet; Geschiebe von Braunem Ostseeporphyr fehlen südlich von Sorau ganz ebenso wie auch südlich vom Urstromtal. Der Unterschied zwischen der Häufigkeit von Braunem Ostseeporphyr nördlich von Sorau (IV A. Nr. 13—14) und die Abwesenheit oder Seltenheit dieser Geschiebe südlich von Sorau (IV B. Nr. 23—25) ist so schlagend, daß es keinem Zweifel unterliegt, daß die Oberflächenschichten in den zwei Gebieten von ganz verschiedenen Eisströmen abgesetzt sind.

Betreffs der Lokalitäten südlich des Urstromtals, welche Kiesgruben sind, so ist es bemerkenswert, daß viel einheimisches Material in den Kiesschichten vorhanden ist.

Abschnitt V.

Im westlichsten Teil von diesem Abschnitt, der sich von Sprottau bis nach Liegnitz erstreckt, verläuft die Geschiebegrenze von NW nach Südosten, westlich von Haynau. Es wird dadurch ganz klar, daß die Strecke Primkenau—Kotzenau—Lüben zum Gebiete nördlich der Geschiebegrenze (V A) gehört.

Ebenso wie im Abschnitt IV sind hier einige Lokalitäten mitgenommen, die vielleicht zum Weichsel-Vereisungsgebiete gehören, nämlich die Gegend bei Fraustadt, NO von Glogau. Entfernt man diese Lokalitäten von der Liste (V A), sinken die Prozentzahlen des Braunen Ostseeporphyrs von 7% auf 6% der Gesamtmenge der aufgezählten Leitgeschiebe.

Es ist bemerkenswert, daß eine in dieser Gegend sehr seltene Geschiebeart, der norwegische Rhombenporphyr auf zwei Lokalitäten gefunden ist, nämlich bei Neugrätz, nördlich von Fraustadt, und bei Ober-Wittendorf westlich von Haynau. Es sind die südöstlichsten bisher bekannten Funde von norwegischen Leitgeschieben (vgl. J. Korn 1919).

Im südlichen Teil dieses Abschnitts (V B) findet man sowohl zwischen Lesesteinen als auch in den Kiesgruben eine Menge von einheimischem Material.

Abschnitt VI.

Dieser Abschnitt erstreckt sich von der Gegend östlich von Liegnitz bis an die Gegend bei der deutsch-polnischen Grenze (Kreuzburg). Im großen und ganzen scheint es als ob die Geschiebegrenze hier auf einer langen Strecke dem Odertal entlang geht, nämlich von dem scharfen Knick des Flusses nordöstlich von Liegnitz bis zur Gegend östlich von Breslau. Das Trebnitzer Katzengebirge liegt deutlich innerhalb des Gebietes nördlich der Geschiebegrenze. Dasselbe gilt auch für die Gegend zwischen Reichtal und Schwirz (die Namslauer Gegend).

Während in den früheren Abschnitten (I—V) bei der gegenwärtigen Untersuchung nur ein einziges Exemplar von Braunem Ostseeporphyr südlich der Geschiebegrenze gefunden wurde, sind in Abschnitt VI B im ganzen 5 Fünde (1%) von dieser Gesteinsart gemacht. Verglichen mit dem Vorkommen im nördlichen Teil (VI A) treten sie jedoch im südlichen Teil (VI B) nur sehr selten auf. Ihr Auftreten hier entspricht sehr gut den Verhältnissen in der Czechoslowakei (Götzinger & Milthers 1933), wo auch vereinzelte Exemplare von Braunem Ostseeporphyre vorkommen; doch sind sie im Verhältnis zum roten Ostseeporphyr sehr selten. Eine Betrachtung von der Liste VI (A—B) zeigt auch deutlich den entscheidenden Unterschied zwischen den zwei Abteilungen des Abschnittes.

Abschnitt VII.

Dieser östlichste untersuchte Abschnitt liegt ganz und gar in Polen. Die untersuchten Orte am längsten nach Norden (nördlich von Nowo Brzeznica) und am längsten nach Süden (nördlich von Czestochowa) weichen von einander stark ab betreffs des Auftretens von Braunem Ostseeporphyr. Ein Zählungsgebiet im Westen, zwischen Praszka und Krzepice scheint dicht an der Grenze zu liegen innerhalb welcher der Braune Ostseeporphyr ein allgemein vorkommendes Geschiebe ist. Von den 4 Lokalitäten dieser Gegend sind

die drei nördlichen unter die Abteilung A (VII. A. Nr. 1—3), die südlichste dagegen unter B (VII. B. Nr. 1) gestellt. Die Geschiebegrenze muß demnach dicht nördlich von Liswarta über Nowa Brzeznica nach Nowo Radomsk gehen.

Das Verhältnis zwischen der Geschiebegrenze und den Vereisungsgrenzen

Nachdem die gesuchte Grenzlinie des Braunen Ostseeporphyrs festgestellt und ihre Lage bestimmt ist, entsteht die Frage: wie steht diese Linie und ihre Lage im Verhältnis zu den Vereisungsgrenzen, die man in demselben Gebiet gemeint hat nachweisen zu können? Ein Vergleich mit den in der historischen Übersicht erwähnten Vermutungen aus älterer Zeit betreffs der Vereisungsgrenzen zeigt, daß die Geschiebegrenze auf einigen Strecken mit den vermuteten Vereisungsgrenzen zusammenfällt, auf anderen dagegen abweicht.

Fangen wir mit den Angaben Wahnschaffe's (1909) an, sehen wir, daß er eine Vereisungsgrenze bei Leipzig (aus der letzten Vereisung) legt, ferner eine entlang der Nordseite des Breslau—Magdeburger Urstromtals. Diese Linien entsprechen vollständig der nachgewiesenen Geschiebegrenze. Daß diese Moränenlinien nicht von der letzten Vereisung stammen, sondern älter sind, berührt nicht diese Sache.

Weiter nach Osten hat Wahnschaffe keine Moränenlinien in Deutschland angegeben. In Polen hat er dagegen Grenzmoränen angegeben, die sich von Kalisz vorbei Wielun bis an Nowo Radomsk erstrecken. Diese Linie, die bei späteren Grenzziehungsversuchen eine ziemlich große Rolle gespielt hat, liegt dagegen ganz und gar hinter der Geschiebegrenze und muß als ein Rückzugsstadium von dieser bezeichnet werden. Erst in der Nähe von Nowo Radomsk fallen die zwei Grenzlinien zusammen.

Von Keilhack's späterer Grenzziehung (1911) stimmt seine Vereisungsgrenze von Spremberg über Sorau und Primkenau, Lüben samt Trebnitz vorbei mit der erst jetzt nachgewiesenen Geschiebegrenze ziemlich genau überein. Die von ihm angenommene weitere Fortsetzung nach Nordosten und von Kalisz nach Südosten bis nach Nowo Radomsk fällt — wie früher erwähnt — in seiner ganzen Ausdehnung nördlich der Geschiebegrenze.

Gleichwie Wahnschaffe nimmt Keilhack an, daß bei Leipzig eine bedeutungsvolle Moränenlinie vorliegt. Er rechnet sie aber nicht zur letzten, sondern zur vorletzten Vereisung. Die Fortsetzung von dieser Linie zieht Keilhack über Oschatz in der Richtung nach Kamenz. Diese Fortsetzung — von Taucha bis nach Kamenz — liegt jedoch ganz und gar außerhalb der Geschiebegrenze.

Alle die übrigen von Wahnschaffe und Keilhack angegebenen Moränenlinien betrachteten sie als jungglazial, von der letzten Vereisung herstammend.

Nach dem Nachweis von Tietze, daß diese Vereisung sich nicht so weit gegen Süden erstreckt hatte, mußte man ein höheres Alter für diese Moränenlinien annehmen. Im großen und ganzen wurden sie demnach mit der gemeinschaftlichen Benennung: das Warthe-Stadium bezeichnet, ein Name, der von Woldstedt (1925) vorgeschlagen war. Die späteren Publikationen von deutscher Seite sind im wesentlichen Variationen über dasselbe Thema gewesen, und sie haben eigentlich keine entscheidenden Momente zur Lösung der relativen Altersfragen, die hier in Betracht kommen können, zuwege gebracht.

Vergleicht man die vermuteten Vereisungsgrenzen und -stadien mit der gefundenen Geschiebegrenze, so sieht man, daß diese letzte in dem östlichen Schlesien keinen von diesen Grenzen folgt. Die südlichsten von den von Josef Premik (1932, vgl. Woldstedt 1929, 1930) im polnischen Gebiet zwischen Rudniki und Sulmierzyce angegebenen Moränenreihen scheinen dagegen nahe mit der Geschiebegrenze zusammenzufallen.

Die quartärgeologische Bedeutung von der nachgewiesenen Geschiebegrenze

Von den vermuteten Vereisungsgrenzen ist eine einzelne Strecke gemeinsam für alle Vermutungen, nämlich das Stück nördlich von dem Lausitzer Urstromtal zwischen Senftenberg und Muskau. Dazu hat im höchsten Grade seine Lage zwischen dem Hochplateau im Norden und dem Urstromtal im Süden mitgewirkt. Andere Teile der angenommenen Vereisungsgrenzen, die auf beiden Seiten von Hochplateaus umgeben sind und keine sicheren Kennzeichen solche wichtigen Grenzlinien zu sein darbieten, haben in den Theorien immerfort Platz gewechselt.

Mit der nachgewiesenen Geschiebegrenze verhielt es sich in dieser Beziehung etwas anders. Wenn auch kein landschaftlicher Unterschied auf den beiden Seiten der Grenze hervortritt, ist der Unterschied in der Geschiebeführung so groß, daß er in bezug auf die glaziale Bedeutung der Grenze ausschlaggebend sein muß. Wie aus den Tabellen hervorgeht, ist der Unterschied zwischen dem häufigen Vorkommen von Braunem Ostseeporphyr nördlich der Grenze und der vollständigen Abwesenheit oder mindestens der großen Seltenheit dieses Geschiebes südlich der Grenze konstant auf der ganzen Strecke von Leipzig bis nach Nowo Radomsk hindurch. Dieser regelmäßige Unterschied berechtigt zu der Annahme, daß die gefundene Grenze eine Einheit

Die Prozentverhältnisse zwischen Dalaporphyren und Ostseeporphyren

	I	II	III	IV	V	VI	VII
	ef / b / a	ef / b / a	ef / b / a	ef / b / a	ef / b / a	ef / b / a	ef / b / a
	%	%	%	%	%	%	%
A	83/14/3	75/21/4	72/20/8	67/28/5	71/20/9	71/16/13	69/20/11
B	88/0/12	97/0/3	91/0/9	92/0/8	89/0/11	85/2/13	85/1/14

bildet. Durch detaillierte Untersuchungen wird der Verlauf der Grenze in ihren Einzelheiten mehr ausmodelliert werden können, ihr Hauptverlauf wird dadurch aber nicht geändert.

Nachdem man es als entschieden betrachten kann, daß die Geschiebegrenze eine Einheit bildet, entsteht die Frage, ob diese Grenze eine Epoche innerhalb einer Vereisung bezeichnet, oder ob sie die Grenzlinie zwischen

zwei nicht gleichalterigen Vereisungsgebieten angibt. In diesem letzten Fall ist sie also als eine Vereisungsgrenze zu bezeichnen. Hierfür spricht das Verhältnis, daß sie so ausgeprägt hervortritt, wie die Haupttabelle darlegt. Dasselbe geht aus der obenstehenden Tabelle hervor, wo die römischen Zahlen und die Buchstaben dieselbe Bedeutung wie die in der Haupttabelle haben. Der Buchstabe „b" bedeutet also Brauner Ostseeporphyr, und man sieht, wie allgemein diese Geschiebeart nördlich der Geschiebegrenze ist (A), und wie selten sie südlich dieser Grenze (B) vorkommt. Es ist von vornherein mehr wahrscheinlich anzunehmen, daß dieser große Unterschied in der Verteilung der Geschiebe auf den beiden Seiten der Grenze mit dem Anfang einer Vereisung eingetreten ist als mitten in einer Glazialzeit.

Es erhebt sich nun die Frage, zu welcher Vereisung die Geschiebegrenze als Außengrenze gehört. Wenn die Anzahl der Vereisungen drei gewesen ist, muß die Grenze natürlich der mittleren von diesen angehören. Wenn es dagegen vier Glazialzeiten gegeben hat, muß man es als das wahrscheinlichste annehmen, daß die nachgewiesene Linie die Grenze der. vorletzten, d. h. der Warthe-Vereisung, angibt.

Gegen diese Auffassung werden sich zweifelsohne mehrere Stimmen heben. Namentlich erwarte ich, daß man von der Verbindung der Leipziger Moräne mit dem Grenzwall nördlich von dem Lausitzer Urstromtal Abstand nehmen wird. Falls diese zwei Linien nicht gleichalterig wären, müßte jedoch die Leipziger Moräne — als die älteste — einem Eisrandstadium angehören, dessen Fortsetzung noch nördlicher als der Lausitzer Grenzwall liegen müßte. Diese Möglichkeit muß jedoch als überaus unwahrscheinlich betrachtet werden. Die Ausbauchung der Geschiebegrenze in der Halle—Leipziger Gegend würde dadurch nur noch mehr auffallend werden, als sie unter der Voraussetzung ist, daß die jetzt nachgewiesene Geschiebegrenze einheitlich ist.

Wenn man überhaupt einen solchen Unterschied in der Geschiebeführung wie den nachgewiesenen quartärgeologische Bedeutung beimessen will, ist nach meiner Meinung die besondere Bedeutung des vorliegenden Nachweises diese, daß die jetzt nachgewiesene Grenze nicht nur eine einheitliche ist, sondern daß diese Grenze sich auch als besonders wichtig dadurch kennzeichnet, daß sie fest liegt und stets nachweisbar ist. Sie weicht dadurch scharf von den landschaftlichen Linien ab, die nicht so eindeutige Merkmale besitzen, falls die Landschaften vor und hinter der Linie nicht stark verschieden sind. Ob die Höhenzüge, die als Moränenlinien betrachtet werden können, Vereisungsgrenzen oder Rückzugsstadien bezeichnen, oder ob die verschiedenen Höhenzüge, die zusammengeschlagen worden sind, überhaupt zusammengehören, kann — wie auch die historische Übersicht es zeigt — oftmals Zweifel untergeworfen sein. Von einem Umlegen der Geschiebegrenze in derselben Weise kann nicht die Rede sein. Der geschiebemäßige Unterschied zwischen den Landschaften nördlich und südlich der Grenze ist in dieser Richtung ausschlaggebend.

Die Lage von der Nordgrenze des Lößes zwischen der Magdeburger und der Breslauer Gegend (Keilhack 1918, Grahmann 1932) deutet wahrscheinlich einen gewissen Zusammenhang zwischen der Ausbildung dieser Grenze und der der jetzt nachgewiesenen Geschiebegrenze an (vgl. Milthers 1934, S. 44).

Allgemeine Bemerkungen über die Verbreitung von einigen skandinavischen Leitgeschieben

a) Brauner Ostseeporphyr

Die Ursprungstelle der Geschiebe von dieser Gesteinsart liegt bekanntlich in der Ostsee südwestlich von den Ålandinseln (Milthers 1933), also mitten im Bette von bottnisch-baltischen Eisströmen. Wie die Haupttabelle zeigt, ist es auch nicht so, daß gar keine Geschiebe von Braunem Ostseeporphyr südlich der gefundenen Geschiebegrenze vorhanden sind. Nach Osten hin kommen solche Geschiebe, wenn auch sehr vereinzelt, vor, und es ist möglich, daß der Unterschied in der Geschiebeführung vor und hinter der Grenze allmählich vermindert wird, je weiter man nach Osten kommt.

Besonders in den südwestlichen Teilen von dem skandinavischen Vereisungsgebiete — Oldenburg, westliches Hannover, Westfalen und Holland — sind Geschiebe von Braunem Ostseeporphyr in reichlicher Menge vorhanden (Milthers 1934). Diese Gebiete müssen notwendigerweise älter als die gefundene Geschiebegrenze sein. Es ist also nicht so, daß das feststehende Gestein auf dem Boden der Ostsee (südwestlich von den Ålandinseln) erst an einem weit fortgeschrittenen Zeitpunkt in der Eiszeit der Denudation freigelegt worden ist. Die Verbreitung der Geschiebe des braunen Ostseeporphyrs nach Holland—Westfalen usw. muß im Gegenteil ziemlich früh in der Quartärzeit, spätestens während der Saale-Vereisung stattgefunden haben.

Vorläufig scheint es nicht möglich zu sein, ein Urteil darüber zu fällen, warum solche Geschiebe nicht oder nur sehr vereinzelt im Freistaat Sachsen und dem südlichen Schlesien vorkommen. Möglicherweise werden jedoch spätere Untersuchungen über die Verbreitungsverhältnisse der skandinavischen Leitgeschiebe Klarheit darüber bringen.

b) Die zahlenmäßige Relation zwischen Dalageschieben und baltischen Geschieben

Insofern man mit Vereisungsgebieten von demselben Alter zu tun hat, ist es von vornherein wahrscheinlich, daß das relative Zahlenverhältnis zwischen Geschiebematerial von Dalarne in Schweden und vom Ålandgebiete sich von Westen nach Osten in der Richtung ändert, daß das Dalarnematerial vermindert und das baltische Material vergrößert wird, je weiter man nach Osten kommt. Auf dieses Verhältnis wurde schon früher (Götzinger & Milthers 1933) aufmerksam gemacht in bezug auf den in dieser Beziehung gleichliegenden Gebieten: Sachsen, Tschechoslowakei und Wolhynien. Dasselbe ergibt sich auch sehr klar aus der hier vorgenommenen Untersuchung, wie untenstehende Tabelle zeigt.

Die Prozentverhältnisse zwischen Dalageschieben und baltischen Geschieben

	I	II	III	IV	V	VI	VII
A	59/41	50/50	31/69	36/64	30/70	22/78	16/84
B	60/40	63/37	41/59	43/57	31/69	40/60	28/72

Eine quantitative Untersuchung von den Leitgeschieben weiter östlich in Polen würde ein bedeutendes Interesse beanspruchen in bezug sowohl auf dieses Verhältnis als auf die gegenseitige Relation zwischen der Anzahl von baltischen Geschieben. Schon innerhalb des untersuchten Gebietes zwischen Eisleben und Nowo Radomsk tritt bezüglich der Relation zwischen Braunem und Rotem Ostseeporphyr eine Tendenz in der Richtung zum Vorschein, daß die Zahl des Braunen Porphyrs von Westen nach Osten im Vergleich mit dem Roten Porphyr abnimmt.

c) Die südöstliche Verbreitung des Rhombenporphyrs aus Norwegen

Eine der Eigentümlichkeiten, die die gemachte Untersuchung an den Tag brachte, war das Vorkommen von Rhombenporphyrgeschieben weiter südöstlich als bisher bekannt. Die südöstlichsten früher gefundenen norwegischen Geschiebe stammen nach J. Korn (1919) aus Zirke, Schwiebus und Züllichau, von welchen Fundorten Züllichau der südlichste ist. Fraustadt, wo das eine Exemplar gefunden ist, liegt 55 km südöstlich von Züllichau; und Haynau, der Fundort des anderen Exemplars, liegt 100 km südlich von Züllichau.

Während die von früheren Zeiten bekannten Fundorte in diesem Teil von Deutschland innerhalb des Gebietes der letzten Vereisung liegen, stammen die jetzt gefundenen Geschiebe aus einem Gebiete, das älter ist als die letzte Vereisung. Es ist also die Möglichkeit vorhanden, daß der Transport, der die norwegischen Geschiebe nach Südosten in Deutschland geführt hat, hauptsächlich in der älteren Vereisung stattgefunden hat.

Zusammenfassung

Zweck der gegenwärtigen Untersuchung war die Lage der östlichen Fortsetzung einer früher bei Leipzig beobachteten Geschiebegrenze festzulegen. Dieses Ziel wurde so weit nach Osten als bis an Nowo Radomsk in Polen verfolgt und erreicht. Die beigefügte Karte zeigt die Lage der Grenze. Nördlich dieser Grenze kommen Geschiebe von Braunem Ostseeporphyr häufig vor, südlich von der Grenze sind sie dagegen sehr spärlich vorhanden, oder sie fehlen sogar vollständig, wie die Tabelle zeigt.

Diese Geschiebegrenze wird im Verhältnis zu den vermuteten Vereisungsgrenzen in demselben Gebiete gestellt. Es wird gezeigt, daß sie als einheitlich aufgefaßt werden muß, und daß sie am wahrscheinlichsten eine Vereisungsgrenze und dann die äußere Grenze der Warthe-Vereisung bezeichnet. Die Geschiebegrenze hat vor den meisten alten Landschaftsformen, die als Vereisungsgrenzen gedeutet sind, den Vorzug, daß sie keine hypothetische Grenze ist, und daß ihre Bedeutung deshalb nicht bestritten werden kann. Sie ist festliegend und stets nachweisbar. — Es wird zugleich auf den scheinbaren Zusammenhang zwischen dieser Grenze und der Nordgrenze des Lößes zwischen der Magdeburger und der Breslauer Gegend hingewiesen.

In einem letzten Abschnitt ist zuerst die Verbreitung von Geschieben des Braunen Ostseeporphyrs nach Holland und Westdeutschland, Gegenden die älter als die Geschiebegrenze sind, erörtert. — Demnächst ist gezeigt, wie sich im Gebiete die Prozentverhältnisse zwischen Geschieben aus Dalarne und Geschieben aus dem Baltikum in der Weise ändern, daß die Prozent-

Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube

Abschnitt I A

		NW von Seeburg O von Eisleben	Goldberg bei Halle	Rabutz SO von Halle		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Lst		Kgr		
		1	2	3	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	1	1	1	3	**2**
Brauner Ostseeporphyr	b	7	3	4	14	**9**
Ålandgeschiebe	c	21	12	8	47	**30**
Påskallavikporphyr	d	1			1	**1**
Bredvadporphyr	e	21	7	28	56	**35**
Grönklittporphyrit	f	21	1	5	27	**17**
Andere Dalaporphyre	g	5	1	3	9	**6**
Rhombenporphyr	h					
					157	

Abschnitt II A

		S von Radis NO von Gräfenhainichen	Rückmarsdorf W von Leipzig	Lindennaundorf W von Leipzig	Keulenberg NO von Leipzig	Plaussig NO von Leipzig	Grassdorf bei Taucha	Dewitz NO von Leipzig	Panitzsch NO von Leipzig	N von Jesewitz SW von Eilenburg	N von Wölpern SW von Eilenburg	Tauchnitz Mühle N von Wurzen		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Lst	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Lst	Lst	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	4	2	3	2	5	7	2			1		26	**2**
Brauner Ostseeporphyr	b	17	2	5	5	7	47	6	15	16	15	1	136	**12**
Ålandgeschiebe	c	144	10	14	18	18	100	21	24	24	14	2	389	**35**
Påskallavikporphyr	d	1					4		1		1		7	**1**
Bredvadporphyr	e	48	22	27	35	40	128	37	27	22	15	1	402	**37**
Grönklittporphyrit	f	7	10	11	3	5	22	10	8	10	9		95	**9**
Andere Dalaporphyre	g	10	1	1		2	12	1	5	4	6		42	**4**
Rhombenporphyr	h													
													1097	

Abschnitt III A

		N von Rüdingsdorf bei Luckau	No von Luckau	2 km NW von Calau	Erpitz NW von Calau	Gliechowo NW von Calau	Prossmarke NW von Finsterwalde	N von Finsterwalde	Ponnsdorf N von Finsterwalde		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Kgr	Kgr	Lst	Kgr	Lst	Lst	Kgr	Kgr		
		1	2	3	4	5	6	7	8	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	3	2	1	3		4		1	14	**3**
Brauner Ostseeporphyr	b	6	7	1	5	4	9	3	1	36	**7**
Ålandgeschiebe	c	25	25	26	27	43	109	24	21	300	**59**
Påskallavikporphyr	d	1								1	**0**
Bredvadporphyr	e	28	17	10	9	7	14	6	16	107	**21**
Grönklittporphyrit	f	5	8	5	1	3	1		2	25	**5**
Andere Dalaporphyre	g	4	2	2	3	2	7		2	22	**5**
Rhombenporphyr	h										
										505	

Abschnitt IV A

		Pohlo OSO von Guben	Grocho OSO von Guben	Kalke N von Sommerfeld	Dubens Berg N von Pförten	Hoh-Jehser SW von Pförten	Kl. Loitz NO von Spremberg	Gr. Luja NO von Spremberg	Slamen NO von Spremberg	Schwarze Pumpe SW von Spremberg	Graustein O von Spremberg	Krauschwitz SW von Muskau	Braunsdorf NO von Muskau	N von Droskau NW von Sorau	5 km NW von Sorau	N von Eckersdorf NO von Sagan		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	2	1	5	2				1			2			5	1	19	**2**
Brauner Ostseeporphyr	b	3	2	4	2	1	7	5	2	5		12	3	11	28	25	110	**13**
Ålandgeschiebe	c	24	19	40	19	12	10	6	5	23	7	88	1	58	63	50	425	**48**
Påskallavikporphyr	d			1		1						1		1			4	**1**
Bredvadporphyr	e	14	10	20	9	8	3		3	6	1	53	3	12	37	32	211	**24**
Grönklittporphyrit	f	3	1	5	1	2				1		20	1	4	9	10	57	**7**
Andere Dalaporphyre	g	1		5	1	3		1	1	2	1	14	1	4	11	3	48	**5**
Rhombenporphyr	h																	
																	874	

Abschnitt V A

		Neuguth N von Fraustadt	Neugrätz N von Fraustadt	S von Margarethen Hof W von Fraustadt	Neu Driebitz WSW von Fraustadt	Hünerei SW von Glogau	O von Primkenau	SO von Primkenau	Jakobsdorf NW von Kotzenau	Hinterheide W von Kotzenau	W von Polkwitz	Friedrichswalde SO von Polkwitz	S von Sabitz NO von Haynau	Obr. Wittendorf W von Haynau	S von Kreibau W von Haynau	Ndr Heidau SW von Parchwitz		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Lst	Lst	Kgr	Lst	Kgr	Kgr	Kgr	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Kgr	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	2		2	10	4	2	7	1	1	2	2	2	2	7	4	48	**3**
Brauner Ostseeporphyr	b	13	3	1	14	2	2	6	14	7	6	8	19	5	3	11	114	**7**
Ålandgeschiebe	c	68	18	17	71	25	29	75	63	51	111	62	64	121	62	119	956	**60**
Påskallavikporphyr	d											2		2			4	**0**
Bredvadporphyr	e	17	7	3	28	3	9	23	14	16	15	15	31	62	36	39	318	**20**
Grönklittporphyrit	f	2		2	7		2	5	5	5	9	4	7	27	5	1	81	**5**
Andere Dalaporphyre	g	4	1		2	2	3	7	8	4	9	5	3	9	11	7	75	**5**
Rhombenporphyr	h		1											1			2	**0**
																	1598	

Abschnitt VI A

		Kl. Kreidel SW von Wohlau	N von Mondschütz SW von Wohlau	Kl. Ausker SO von Wohlau	Haasenau NW von Breslau	O von Ströhof O von Trebnitz	SO von Schawoine O von Trebnitz	S von Woitzdorf NW von Namslau	W von Lorzendorf O von Namslau	Dammer SO von Namslau		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	1	1	6		1	4	5	19	3	40	**3**
Brauner Ostseeporphyr	b	2	6	4	3	4	9	2	14	5	49	**4**
Ålandgeschiebe	c	41	46	123	44	58	108	143	181	92	836	**71**
Påskallavikporphyr	d											
Bredvadporphyr	e	19	6	24	4	11	23	30	26	16	159	**14**
Grönklittporphyrit	f	3	5	9	2	5	7	12	5	6	54	**5**
Andere Dalaporphyre	g	4		3	1	5	6	10	10		39	**3**
Rhombenporphyr	h											
											1177	

Abschnitt VII A

		Strojez OSO von Praszka	SO von Rudniki	Jaworno SO von Rudniki	Stroza NW von Sulmierzyce	Pickary W von Sulmierzyce	Strzelce Wielkie NW von Brzeznica	Bogumilowice WNW von Sulmierzyce		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	2	2	1	1	4	6	1	17	**2**
Brauner Ostseeporphyr	b	4	1	1	4	8	11	2	31	**4**
Ålandgeschiebe	c	115	102	52	85	105	96	95	650	**78**
Påskallavikporphyr	d									
Bredvadporphyr	e	29	14	4	2	12	4	13	78	**9**
Grönklittporphyrit	f	12	1		2	5	7	4	31	**4**
Andere Dalaporphyre	g	3		2	5	1	2	9	22	**3**
Rhombenporphyr	h									
									829	

Abschnitt I B

		O von Hornburg SO von Eisleben	Schraplau WSW von Halle	Teutschenthal Bhf. SW von Halle	NO von Weissenfels		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Lst	Kgr	Kgr	Kgr		
		1	2	3	4	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	2	1	4		7	**7**
Brauner Ostseeporphyr	b						
Ålandgeschiebe	c	10	4	18	1	33	**33**
Påskallavikporphyr	d						
Bredvadporphyr	e	18	9	18	4	49	**50**
Grönklittporphyrit	f	1		2		3	**3**
Andere Dalaporphyre	g	4		2	1	7	**7**
						99	

Abschnitt II B

		Wachtelberg b. Gerichtshain W von Wurzen	Machern W von Wurzen	Kühren OSO von Wurzen	Penig	Goldschau bei Gössnitz	Böhlen S von Leipzig		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Moräne		
		1	2	3	4	5	6	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a			1	3			4	**2**
Brauner Ostseeporphyr	b								
Ålandgeschiebe	c	2	9	11	47	2	7	78	**35**
Påskallavikporphyr	d								
Bredvadporphyr	e	11	9	4	70	4	13	111	**50**
Grönklittporphyrit	f	1	3	3	7	1	2	17	**7**
Andere Dalaporphyre	g	1	1	2	9			13	**6**
								223	

Abschnitt III B

		SO von Gorden NO von Elsterwerda	NO von Gorden NO von Elsterwerda	NO von Elsterwerda	NO von Nasseböhla N von Grossenhain	Gröba bei Riesa	Schwochau bei Lommatzsch	Clausmühle bei Meissen		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Sand	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr		
		1	2	3	4	5	6	7	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a			1	1	3	3	4	12	**3**
Brauner Ostseeporphyr	b									
Ålandgeschiebe	c	1	1		9	31	90	72	204	**56**
Påskallavikporphyr	d									
Bredvadporphyr	e		2	3	4	23	34	42	108	**30**
Grönklittporphyrit	f			1	2	5	7	6	21	**6**
Andere Dalaporphyre	g			2	2	4	5	6	19	**5**
									364	

Abschnitt IV B

		Bröthen SW von Hoyerswerda	N von Bernsdorf	Grünewald W von Bernsdorf	Pulsnitz SW von Kamenz	Radeberg NO von Dresden	Rossendorf O von Dresden	Carswald O von Dresden	Zatzschke NO von Pirna	Königsstein SO von Pirna	O von Bischofswerda	Kloster Marienstern SO von Kamenz	Salzenforst NW von Bautzen	Nadelwitz O von Bautzen	Echartsberg bei Zittau	Hirschfelde NO von Zittau	O von Moys SO von Görlitz	Pfaffendorf SO von Görlitz	Hermsdorf O von Görlitz	Ebersbach NW von Görlitz	W von Kodersdorf NNW von Görlitz	O von Kodersdorf N von Görlitz	Odernitz NNW von Görlitz	Albrechtsdorf SW von Sorau	Ziebern SW von Sorau	Kl. Selten SW von Sorau		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Lst	Lst	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Kgr	Lst	Lst	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	1		3	3	2	3					3		1		4	2	1	2	3			2	1	2	2	35	**3**
Brauner Ostseeporphyr	b																		1								1	**0**
Ålandgeschiebe	c	5	9	43	25	28	18	19	12	3	12	17	26	29	9	23	27	69	38	22	2	9	6	62	49	44	604	**55**
Påskallavikporphyr	d																											
Bredvadporphyr	e	2	2	8	31	23	20	17	18	3	15	12	9	23	12	17	10	19	6	17		10	4	28	24	8	338	**30**
Grönklittporphyrit	f			3	4	6	3	4	1			1	2	2	2	6	7	8	3	1		1		8	7	3	72	**7**
Andere Dalaporphyre	g			1	3	2	6	2	3			1	1	4	2	4	2	5	2	2	1	1		8	7	3	60	**5**
																											1112	

Abschnitt V B

		Nieder Thomaswaldau O von Bunzlau	Thomaswaldau Bhf. ONO von Bunzlau	Lichtenwaldau NO von Bunzlau	Rosenthaler Forst NO von Bunzlau	2 km O von Thomaswaldau	Adelsdorf N von Goldberg	Pilgramsdorf W von Goldberg	NW von Tentschel SO von Liegnitz		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Kgr	Lst	Lst	Kgr	Lst	Kgr	Lst	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	8	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a						4		2	6	**3**
Brauner Ostseeporphyr	b										
Ålandgeschiebe	c	5	16	7	2	30	29	11	23	123	**66**
Påskallavikporphyr	d										
Bredvadporphyr	e		5		2	14	12	3	9	45	**24**
Grönklittporphyrit	f		3						2	5	**3**
Andere Dalaporphyre	g		1		1	3	2			7	**4**
										186	

Abschnitt VI B

		Peterwitz W von Breslau	Zedlitz b. Königszelt NW von Schweidnitz	Friedensdorf bei Strehlen	Kunzendorf NO von Münsterberg	Kunern NO von Münsterberg	Obr. Schreibendorf ONO von Münsterberg	Alt-Tschammendorf SW von Grottkau	Gühren SW von Grottkau	Würben SW von Grottkau		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Kgr	Kgr	Lst	Lst	Kgr	Lst	Lst	Kgr	Lst		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a	14	4	2		2		3		1	26	**5**
Brauner Ostseeporphyr	b	1	1					1		2	5	**1**
Ålandgeschiebe	c	95	21	51	21	5	18	38	2	21	272	**54**
Påskallavikporphyr	d											
Bredvadporphyr	e	40	19	24	7	4	16	20	3	8	141	**28**
Grönklittporphyrit	f	14	5	2	2	1	2	6	1	4	37	**7**
Andere Dalaporphyre	g	10		6	7	1	1			1	26	**5**
											507	

Abschnitt VII B

		Juliampol NW von Krzepice	Klobuzko NW von Czestochowa	Kiedrzyn N von Czestochowa	Grabowka NW von Czestochowa		
Lst=Lesesteine; Kgr=Kiesgrube		Lst	Lst	Lst	Kgr.		
		1	2	3	4	Anzahl	%
Roter Ostseeporphyr	a		2		9	11	**4**
Brauner Ostseeporphyr	b				1	1	**0**
Ålandgeschiebe	c	55	24	36	80	195	**86**
Påskallavikporphyr	d						
Bredvadporphyr	e	6	11	7	29	53	**19**
Grönklittporphyrit	f		2	8	5	15	**5**
Andere Dalaporphyre	g		1	1	9	11	**4**
						286	

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

menge von baltischen Geschieben von Westen nach Osten allmählich wächst. — Endlich sind zwei Funde von dem norwegischen Rhombenporphyr erwähnt; diese Geschiebe wurden weiter gegen Südosten in Deutschland als früher bekannt und außerhalb des letzten Vereisungsgebietes gefunden.

Literatur

Behr, J. & Mühlen, L. von zur: Zur Gliederung und Altersstellung des oberschlesischen Randdiluviums. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932. 1933.

Behr, J. & Tietze, O.: Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1911.

— : Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mlawa. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1912.

Götzinger, G. & Milthers, V.: Leitgeschiebe des nordischen Quartärs von Schlesien und Mähren. — Akad. d. Wissensch. in Wien. 1933.

Grahmann, R.: Der Löß in Europa. — Mitt. Ges. f. Erdkunde in Leipzig f. 1930—1931. 1932.

— : Über die Grenzen der älteren Vereisungen Norddeutschlands. — Transact. II. Internat. Conference of the Association of the Study of the quaternary Period in Europe. Fascile II. 1933.

Gripp, K.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. 1924.

Hesemann, J.: Die bisherigen Geschiebezählungen aus dem norddeutschen Diluvium im Diagramm. — Z. Geschiebeforschung. 1932.

— : Über eine morphologische Grenze in Norddeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932. 1933.

Jakowleff, S. A.: Beitrag zur Karte der Ablagerungen des Quartär-Systems des europäischen Teiles der USSR. und der angrenzenden Gebiete. — Transact. II. Internat. Conf. Ass. of the Study of the quatern. Period in Europe. Fasc. I. 1932.

Keilhack, K.: Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1909. 1911.

— : Die äußerste Endmoräne der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — Geol. Rundschau, Bd. 7. 1917.

— : Die Nordgrenze des Löß in ihren Beziehungen zum nordischen Diluvium. — Z. Deutsch. geol. Ges. Mber. 1918.

— : Endmoränen in Niederschlesien. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1918. 1919.

Korn, J.: Die Ostgrenze der norwegischen Diluvialgeschiebe in Norddeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1918. 1919.

Leverett, F.: Comparison of the North American and European glacial deposits. — Ztschr. f. Gletscherkunde. 1910.

Linstow, O. von: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mitteldeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1905. 1906.

Milthers, V.: Leitgeschiebe auf Gotland und Gotska Sandön sowie Die Heimat der Ostseeporphyre. — Geol. Fören. Sthlm. Förhandl. 1933.

— : Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. Heft 156. 1934.

Premik, J.: Über die Ausbildung und Gliederung des Diluviums im südwestlichen Teil Mittelpolens. — Annales de la Société Géologique de Pologne. 1932.

Schucht, F.: siehe Wahnschaffe & Schucht.

Tietze, O.: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1910.

— : Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1910.

— : Die Endmoränen zwischen Oder und Neiße und der Os von Kalke. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1911. 1912.

— : Neue Beobachtungen an den Lissaer Endmoränen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1914. 1915.

— : Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — Geol. Rundschau, Bd. 7. 1917.

— : Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — Geol. Rundschau, Bd. 8. 1918.

Wahnschaffe, F.: Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — 1901.

— : Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — 1909.

— : Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlößes. — Ztschr. f. Gletscherkunde. 1911.

Wahnschaffe, F. & Schucht, F.: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 1921.

Werth, E.: Die äußersten Jungendmoränen in Norddeutschland und ihre Beziehungen zur Nordgrenze und zum Alter des Löß. — Ztschr. f. Gletscherkunde. 1912.

Woldstedt, P.: Die Durchbrüche von Schtschara und Bug durch den westrussischen Landrücken. — Ztschr. Ges. Erdkunde in Berlin. 1920.

— : Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges. 1925.

— : Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. — Sber. preuß. geol. L.-A. 1927.

— : Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. — Jber. Niedersächs. geol. Ver. Hannover. 1928.

— : Das Eiszeitalter. — 1929.

— : Die Gliederung des nordeuropäischen Diluviums. — Compte Rendu Réunion géol. internat. 1928. Kopenhagen 1930.

— : Über Endmoränen und Oser der Saale(-Riss)-Vereisung in Schlesien. — Z. deutsch. geol. Ges. 1932.

— : Vorlegung einer Geologisch-Morphologischen Karte von Norddeutschland — Transact. Internat. Conf. Associat. Quaternary Period in Europe II. 1933 (a).

Woldstedt, P.: Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1933 (b).

Wolff, W.: Das Diluvium der Gegend von Hamburg. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1915.

— : Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. — Z. Deutsch. geol. Ges. 1927.

Wünschmann, K.: Die kristallinen Geschiebe des Mansfelder Landes. — Ztschr. f. Geschiebeforschung. 1933.

— : Neue Geschiebezählungen aus dem Mansfelder Land. — Ztschr. f. Geschiebeforschung. 1934.

Urschrift eingegangen am 9. März 1935.

Druckauftrag erteilt am 22. Januar 1936.

Oberste Koblenzschichten bei Miellen a. d. Lahn

Von Georg Dahmer, Soden a. T.

Auf Blatt Koblenz der geologischen Landesaufnahme ist am Südostfuß des Geierkopfes (an der östlichen Blattgrenze) ein Versteinerungszeichen angegeben in Ablagerungen, die dem tieferen Horizont der Oberkoblenzschichten, den Hohenrheiner Schichten (tu3oβ), angehören sollen. Es befindet sich dort am rechten Lahnufer, hinter der Landungsstelle der nach dem Dorf Miellen führenden Fähre, ein großer Steinbruch, in dem sandige Flaserschiefer und Grauwacken, in bestimmten Lagen reich an Brauneisen, aufgeschlossen sind.

Der Fossilinhalt dieser Schichten ist bisher kaum untersucht worden. Follmann (1925, S. 62) deutet an, daß einige der Arten, die in seiner Fossilliste „Miellen a. d. L." angeführt sind, von der genannten Fundstelle stammen. Alle übrigen sind auf dem linken Lahnufer, am Hang neben dem Bahngeleise unterhalb von Miellen, also an der klassischen Fundstelle für die Fauna der Hohenrheiner Schichten (= Zone des *Spirifer ignoratus* Maur[1])) gesammelt worden. Auch Follmann hielt die Vorkommen auf beiden Seiten der Lahn für gleichalterig.

Mir kamen im Hinblick auf die verschiedenartige Gesteinsausbildung an den beiden Aufschlüssen Zweifel an der Altersgleichheit. Ich habe deshalb die fossilführenden Lagen im Steinbruch am Geierkopf etwas eingehender ausgebeutet und die Fauna bearbeitet. Die Tierreste sind in der Regel nicht gut erhalten; immerhin ließen sich, hauptsächlich in den brauneisenreichen Bänken, die nachstehend aufgeführten Arten mit Sicherheit nachweisen:

Coleoprion gracile (Sandb.)
* *Pleurotomaria tricincta* A. Roem. (flache Form)
Pterinea costata Goldf.
Pterinea sp. ind.
* *Macrodus mandelensis* Dahm.
Nuculites truncatus (Stein.)
* *Nuculites bisulcatus* (Dahm.)
Goniophora sp.
Grammysia anomala rhenana Beush.
• *Spirifer auriculatus* Sandb. (häufig)
Spirifer carinatus Schnur
Spirifer subcuspidatus bilsteiniensis Scup.
• *Spirifer alatiformis* Drev.
Anoplotheca venusta (Schnur)
Rhynchonella daleidensis (F. Roem.)
* *Rhynchonella (Eatonia?) furcaradiata* Dahm.
Eodevonaria dilatata (F. Roem.) (häufigstes Fossil)
Chonetes plebeja Schnur
• *Chonetes kayseri* Dahm.
Schuchertella hipponyx (Schnur)
Stropheodonta piligera (Sandb.)
Orthis vulvaria (Schloth.)
Crinoidenreste (lange Stielglieder, häufig)

1) *Spirifer „carinatus* Schnur" bei Follmann.

Aus vorstehendem Verzeichnis der Versteinerungen geht hervor, daß das Muttergestein nicht den Hohenrheiner, sondern den obersten Koblenzschichten angehört. Es dürfte in Schmierer's Oberen Horizont der Laubachschichten, der über der „Zone der plattigen Sandsteine und Schiefer" liegt und von Schmierer in seinen Erläuterungen zu Bl. Koblenz, S. 14, mit den Mandelner Schichten des oberen Lahn-Dillgebietes verglichen wird, einzureihen sein. Das Auftreten typischer Formen der im unteren Lahntal bisher noch nicht nachgewiesenen Mandelner Schichten (in der Liste mit * bezeichnet) läßt den von mir schon mehrfach betonten faziellen Zusammenhang zwischen Eisenreichtum des Sedimentes und Fauna in den Ablagerungen am Dach des Unterdevons (Dahmer 1923, S. 656; 1925, S. 35; 1930, S. 91) erkennen. Außer diesen Mandelner Formen sind es die mit • bezeichneten, die das hohe stratigraphische Niveau der Schichten kennzeichnen. Als Merkmal negativer Art sei noch angeführt, daß der in den tieferen Oberkoblenzschichten (und im Koblenzquarzit) so ungemein häufige *Spirifer arduennensis* Schnur hier nicht gefunden wurde. Nach meinen Erfahrungen geht diese Art nicht in die obersten Koblenzschichten hinauf.

Anderslautende Angaben in der Literatur beruhen in der Regel auf Verwechselung mit *Spirifer intermedius* Schloth., dessen ältere Mutation *matura* Spriestb.[2]) im obersten Unterdevon stellenweise recht häufig ist, oder auf falscher Horizontierung des Muttergesteins. [Beispiel: der Roteisenstein von Grube Braut im Hunsrück, in dem *Spirifer arduennensis* das häufigste Fossil ist, liegt nach den Untersuchungen von M. Wolf (1930, S. 15) nicht am Dach, sondern an der Basis der Oberkoblenzschichten.]

Zusammenfassung

Die gegenüber Miellen a. d. L. am Südostfuß des Geierkopfes anstehenden, bisher als Hohenrheiner Schichten betrachteten Oberkoblenzablagerungen gehören nach ihrer Fossilführung in Wirklichkeit den obersten Koblenzschichten an.

Angeführte Literatur

Dahmer, G.: Die Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. — Dies. Jb. f. 1921, **42**, S. 655—692. Berlin 1923.

— : Die Fauna der Sphärosideritschiefer der Lahnmulde. — Dies. Jb. f. 1925, **46**, S. 34—67. Berlin 1925.

— : Mandelner Schichten (Zweischalerfazies des obersten Unterdevons) an der Mosel. — Dies. Jb. f. 1930, **51**, S. 83—94. Berlin 1930.

Follmann, O.: Die Koblenzschichten am Mittelrhein und im Moselgebiet. — Verh. naturh. Ver. Rheinl. Westf., **78/79**, S. 1—105. Bonn 1925.

Schmierer, Th.: Geol. Karte Preußen, Bl. Koblenz, Lief. 298, Nr. 3270, mit Erl.; 2. Aufl. Berlin 1933.

Spriestersbach, J.: Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Devon. — Dies. Jb. f. 1934, **55**, S. 475—525. Berlin 1935.

Wolf, M.: Alter und Entstehung des Wald-Erbacher Roteisensteins (Grube Braut im Hunsrück). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **123**. Berlin 1930.

2) Spriestersbach 1935, S. 505; Taf. 46, Fig. 4—6.

Urschrift eingegangen am 19. Juli 1935.
Druckauftrag erteilt am 21. Januar 1936.

Das erste Protoperlar aus europäischem Perm und die Abstammung der Embien

Von Friedrich Zeuner

I.

Im Jahre 1932 hatte Herr Geheimrat E. Zimmermann die große Freundlichkeit, mich auf ein in den Oberhöfer Schichten gefundenes, ausgezeichnet erhaltenes Insekt aufmerksam zu machen. Das Stück wurde von Herrn Arnold Müller (Luisenthal bei Ohrdruf) gefunden und mir von der Direktion der Preußischen Geologischen Landesanstalt liebenswürdigerweise zur Bearbeitung übergeben.

Seitdem habe ich mich mehrfach um thüringische Perminsekten bemüht in der Hoffnung, weitere Stücke derselben Form zu entdecken. Die Herren O. Gimm in Elgersburg und P. Georgi in Schleusingen sandten mir ihr Material, wofür ich ihnen auch hier meinen Dank aussprechen möchte. Leider war mein Suchen nach Artgenossen oder Verwandten des hier zu beschreibenden Insekts ebenso wenig von Erfolg begleitet wie die nach weiteren Resten von permischen „Urkäfern". Nachdem ich den ersten in Thüringen gefundenen Rest eines Vorläufers der Käfer (Dr. W. Reichardt leg.) bereits vor einiger Zeit veröffentlicht habe, lasse ich jetzt die Beschreibung des zweiten Unikums aus dem thüringischen Perm folgen, indem ich mich der Hoffnung hingebe, daß die Veröffentlichung zu weiteren Nachforschungen anregen wird. —

Beschreibung. Länge von Kopf bis Ende des Abdomens 9,5 mm; Kopf 1 mm; Thorax 4,5 mm; Abdomen 4 mm; Antennen min. 8 mm; tib. ant. 1,2 mm; tib. med. ca. 1,7 mm; tib. post. 2,8 mm; cerci 3,7 mm.

Gestalt (Abb. 1) ein Mittelding zwischen Perliden und Eintagsfliegen. Kopf mittel, Thorax sehr groß und stark, Abdomen klein, Cerci lang. Flügel groß und zart, ähnlich wie von *Panorpa* getragen.

Kopf von normaler Größe, in doppeltem Sinne trapezförmig: die kleinen, kugeligen Augen bilden die Ecken der Basis eines Trapezes, und die ihr parallele, kürzere Seite wird von der Nackenkante gebildet. Eine dreieckige Platte an jeder Seite des Kopfes ergänzt ihn jedoch zu einem größeren Trapez, in welchem die Nackenkante die längste Seite ist. Wahrscheinlich schlossen sich diese Verbreiterungen des Kopfes nach hinten an die des Prothorax an. Die Fühler waren sehr lang. Sie sind in teilweise verklebtem Zustande erhalten.

Thorax sehr kräftig und groß, aus drei rundlichen Teilen bestehend. Prothorax mit seitlichen Verbreiterungen, die jedoch nicht übermäßig hervorstehen und in den Dimensionen den verbreiterten Pronotumseiten mancher Blattoiden entsprechen.

Abdomen kürzer als der Thorax, schlank, nach hinten schmäler werdend. Es ist nicht mit Sicherheit zu erkennen, ob das Abdomen durch Pleuren verbreitert war.

Beine sehr verschieden ausgebildet. Vorderbeine sehr klein, mittlere noch ziemlich kurz, hintere ausgesprochen lang. Das Tier muß daher beim Sitzen eine sehr eigenartige Stellung eingenommen haben, indem es mit dem Kopf fast die Unterlage berührte, während die Flügel und das Abdomen schräg emporragten. Cerci lang und fadenförmig.



Abb. 1. *Germanoprisca zimmermanni* n. g. n. sp., nach der Unterseite der Type gezeichnet. Länge von Kopf bis Spitze des Abdomens 9,5 mm

Die Flügel waren zart, groß, gerundet, und überragten das Abdomen, nicht aber die Cerci. Ich konnte nicht entscheiden, ob sie homonom waren oder nicht. Besaßen die Hinterflügel einen faltbaren Analteil, so war er nicht groß. Da sich die Flügel teilweise überdecken, konnte nur ein Teil des linken Vorderflügels (Abb. 2) untersucht werden, der aber ausreichende Auskunft über die systematische Stellung des Fossils gibt.

C unsichtbar. Sc gerade, durch senkrechte Queradern mit dem Vorderrand verbunden. Nahe der Spitze von Sc (nicht weit vom Ende des R) werden die Queradern sehr fein und schräg und scheinen teilweise von R aus die Sc zu kreuzen. R einfach, abgesehen vom Spitzenteil durch senkrechte Queradern mit Sc verbunden. Rs entspringt im ersten Flügeldrittel und hat eine einfache Gabel. MA gerade und einfach. Eine gegabelte MP scheint ebenfalls vorhanden gewesen zu sein. Alle Queradern, außer im Spitzenteil von Sc und R, senkrecht auf den Längsadern.

Erhaltung. Mit Gegenplatte, dorsoventral zusammengepreßt, aber Körper plastisch. Auf grauem Schieferton.

Herkunft. Unteres Rotliegendes, ru_1, Oberhöfer Schichten. Gefunden von Herrn Arnold Müller an der Straße zwischen Oberhof und der oberen Schweizerhütte in der Nähe des Cochbrunnen, Thüringen.

Benennung. Das Fossil unterscheidet sich von seinen permischen Verwandten in der Flügeladerung so wenig, daß höchstens eine spezifische Abtrennung möglich wäre. Die Gestalt des Kopfes und des Abdomens machen jedoch die Aufstellung einer neuen Gattung und Familie notwendig. Ich widme die neue Form, *Germanoprisca zimmermanni* n. g. n. sp., Herrn Geheimrat E. Zimmermann, Landesgeologen i. R., Berlin, um ihm für das vielseitige Interesse zu danken, das er meinen Arbeiten entgegengebracht hat.

Type. In der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin.

Beziehungen zu den Protoperlaria. Die Aderung der Flügel (Abb. 2) stimmt, soweit erhalten, mit der einer Gruppe kleiner Insekten aus dem Perm von Kansas überein, die Tillyard (1928 a) als Ordnung Protoperlaria ausgeschieden hat.[1]) Besonders die Gattung *Artinska* Sellards (Abb. 2) hat die gleiche Gestalt von Sc, R, Rs und MA, so daß als einziger bekannter Unterschied nur die Queraderung im Costalfeld übrigbliebe, die bei *Artinska* durchaus schräg, bei *Germanoprisca* n. g. aber größtenteils vertikal und nur nahe der Spitze von Sc schräg ist. Letzteres Merkmal hat unsere Form jedoch mit *Paraprisca* Handlirsch gemeinsam (Abb. 2). Die streckenweise Verwachsung von Rs und MA ist oft innerhalb ein und derselben Art bald vorhanden, bald fehlend, und daher kein grundsätzlicher Unterschied. Auch die Größe der *Germanoprisca* ist dieselbe wie die der Arten von *Artinska* und *Paraprisca*. In Bau und Größe der Flügel stimmt sie also durchaus mit den genannten Genera der Protoperlaria überein, so daß sie unbedenklich in deren nächster Nachbarschaft eingeordnet werden könnte. Die plumpe Gestalt der Flügel würde *Germanoprisca* der Unterfamilie Lemmatophorinae (mit *Artinska*) zuweisen, da die Parapriscinae durch schlankere Flügel ausgezeichnet sind.

Der Körper der Lemmatophoriden ist nun aber bekannt. Er ist sehr ähnlich dem der rezenten Perlaria und hat vor allem ein flaches, gleichmäßig breites Abdomen. Das nach hinten verjüngte Abdomen der *Germanoprisca* ließe ihre Einordnung in die Protoperlaria wieder zweifelhaft erscheinen, wenn nicht im übrigen folgende wichtigen Merkmale mit der neuerdings von Carpenter (1935) gegebenen Diagnose der Ordnung übereinstimmten: kleine bis mittelgroße Insekten mit einer Spannweite von 10—40 mm. Antennen lang und vielgliedrig. Prothorax mit flügelartigen Verbreiterungen, Meso- und Metathorax groß und abgeflacht. Hinterbeine beträchtlich länger als die anderen. Abdomen ziemlich klein im Vergleich mit dem übrigen Körper, Cerci vorhanden und gut entwickelt.

Eine Anzahl von Merkmalen sind an unserem Fossil nicht der Untersuchung zugänglich und deshalb hier nicht erwähnt. Die feststellbare Übereinstimmung ist aber ganz frappant, besonders im Bau des verbreiterten

1) Der Name *Protoperlaria* ist hier in engerem Sinne, wie von Tillyard und Carpenter, gebraucht. Alle Formen dieser Ordnung waren bisher auf das untere Perm von Kansas beschränkt. Martynov's Ordnung *Miomoptera* ist weiter gefaßt und enthält auch eine Reihe russischer Arten, sowie solche unsicherer Verwandtschaft.

Prothorax, des großen Meso-Metathorax, und der Beine, deren letztes Paar bei weitem am größten ist. Die einzigen positiven Unterschiede sind: erstens die deutlich kugeligen Augen (flacher bei den Lemmatophoriden), zweitens die Verbreiterungen des Kopfes, und drittens, das nach hinten verjüngte Abdomen.

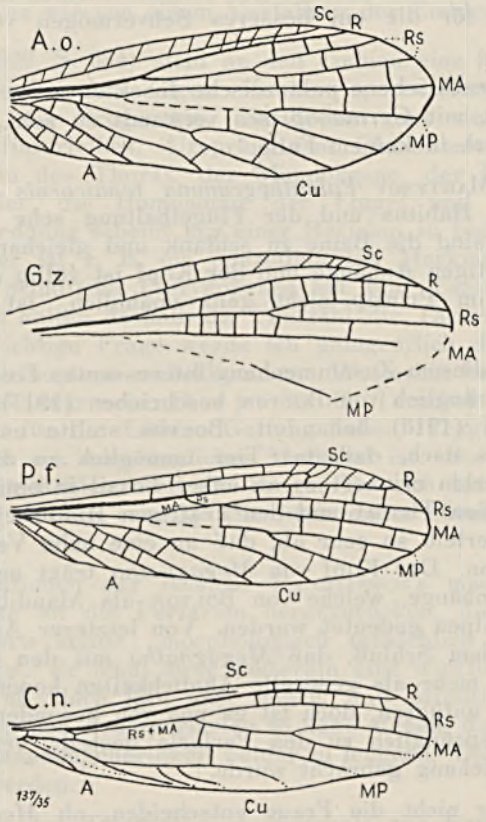


Abb. 2. Vorderflügel verschiedener Protoperlaria und Embiodea. A. o.: *Artinska ovata* (Sell.), Fam. Lemmatophoridae Ufam. Lemmatophorinae. G. z.: *Germanoprisca zimmermanni* n. g. n. sp., Fam. Germanopriscidae. P. f.: *Paraprisca fragilis* (Sell.), Fam. Lemmatophoridae Ufam. Paraprisciinae, Exemplar mit verwachsenen Rs und MA. C. n.: *Clothoda nobilis* (Gerst.), Ordn. Embiodea.

Somit gehört *Germanoprisca* nicht nur nach der Flügeladerung, sondern auch nach dem Bau des Körpers zu den Protoperlaria, muß aber wegen der erwähnten Unterschiede gegenüber den Lemmatophoriden als besondere Familie abgetrennt werden. Die Germanopriscidae sind charakterisiert durch die Form des Abdomens, vielleicht auch der Augen. Ich möchte es unentschieden lassen, ob die Gestalt der Augen und die Verbreiterung des Kopfes generische Charaktere sind oder ebenfalls die Familie auszeichnen.

Mögliche Beziehungen zu anderen paläozoischen Insekten. Die ungewöhnliche Gestalt des Körpers und der Beine von *Germanoprisca*, die das Tier zu einer ungewöhnlichen Haltung beim Sitzen zwang, ist zweifellos biologisch bedingt. In Lebensweise und Flugtechnik scheint das Tier eher den Panorpen oder gewissen Dipteren, als den Perliden ähnlich gewesen zu sein, und auch die kugeligen Augen scheinen mir für eine bewegliche Lebensweise, für die ein besseres Sehvermögen von Vorteil ist, zu sprechen.

Einige früher beschriebene paläozoische Insekten erwecken auf den ersten Blick den Eindruck, mit *Germanoprisca* verwandt zu sein. Diese Vermutung bestätigte sich jedoch in keinem Falle.

So beschrieb Martynov *Paleuthygramma tenuicornis* (1930 a), ein Protorthopter, das im Habitus und der Flügelhaltung sehr an *Germanoprisca* erinnert. Indessen sind die Beine zu schlank und gleichartig, der Prothorax trägt keine flügelartigen Anhänge und der Kopf ist völlig abweichend gebaut. Die Aderung ist im Prinzip nicht ganz unähnlich, ist aber weit höher spezialisiert.

Ein anderes in diesem Zusammenhang interessantes Fossil ist *Megagnatha odonatiformis*, ursprünglich von Bolton beschrieben (1917), und später nochmals von Tillyard (1918) behandelt. Bolton stellte es zu den Perlaria, doch Tillyard wies nach, daß das Tier unmöglich zu dieser Ordnung gehören könne. Immerhin erinnert es an unser Fossil in einigen Eigenschaften, besonders dem großen Thorax und den kräftigen Hinterbeinen; doch weichen Pronotum und Hinterleib so sehr ab, daß an eine nahe Verwandtschaft nicht gedacht werden kann. Der Kopf von *Megagnatha* trägt außer den Antennen ein Paar kurzer Anhänge, welche von Bolton als Mandibeln, von Tillyard aber als Maxillarpalpen gedeutet wurden. Von letzterer Annahme ausgehend, kam Tillyard zu dem Schluß, daß *Megagnatha* mit den rezenten Embiodea verwandt sei. Viel mehr als generelle Ähnlichkeiten konnte er freilich nicht für seine Annahme anführen, doch ist es uns von besonderem Interesse, daß hier ein Fossil, ursprünglich zu den Perlaria gestellt, vermutungsweise mit den Embien in Beziehung gebracht wurde.

Ich möchte hier nicht die Frage entscheiden, ob *Megagnatha* als Vertreter einer oberkarbonen Familie der Embiodea angesehen werden kann. Ich halte es indessen für wenig wahrscheinlich, da die Protoperlaria bessere Anhaltspunkte für die Herkunft der Embien bieten.

II.

Über die Abstammung der Ordnung der Embien, die unter den heutigen Insekten ganz isoliert stehen, sind schon recht verschiedenartige Meinungen geäußert worden. Die wenigen fossilen Funde geben keine Auskunft. Sie sind den rezenten Formen nahe verwandt und beschränken sich auf Quartär und Tertiär:

? Embia savignii Westwood, Quartärer Kopal von Ostafrika
Embia spec. Westwood, ? Ostafrikanischer Kopal
Embia florissantensis Cockerell, Miozän von Florissant, Colorado
Oligotoma antiqua (Pictet) Hagen, Unteroligozäner Bernstein von Ostpreußen.

Handlirsch, der früher eine Verwandtschaft der karbonischen Gattung *Hadentomum* mit den Vorfahren der Embien für möglich gehalten hatte (1908, S. 1239 und 1925, S. 143), ist neuerdings von diesem Gedanken abgekommen; mit vollem Recht, da *Hadentomum* nicht nur eine spezialisierte orthopteroide Aderung der Flügel besitzt, die in verschiedenen Stämmen unabhängig aufgetreten sein könnte, sondern auch weil Kopf und Thorax nicht dem entsprechen, was wir von einem Vorfahren der Embien erwarten müssen.

Handlirsch (1929, S. 684) sieht an den Embien eine Mischung von altertümlichen und spezialisierten Zügen. Zu den spezialisierten rechnet er das reduzierte Geäder, die Prognathie, die Spinnorgane der Tarsen und die Asymmetrie des Hinterleibes. Ursprüngliche Charaktere sind nach seiner Auffassung der Bau des Thorax, der Mundorgane, der Fühler, die geringe Zahl der Fußglieder, die Homonomie der Flügel und die imaginiformen Larven. Diese Anordnung scheint mir einer Revision zu bedürfen. Die geringe Zahl der Fußglieder ist z. B. ein spezialisiertes Merkmal, kein primitives. Die Mehrzahl der primitiven Pterygogenea hat fünf Tarsenglieder besessen, und neuere Autoren halten deshalb die Fünfzahl die Tarsen für die ursprüngliche. Auf diese wichtige Frage werde ich gelegentlich der Behandlung des Stammbaums der Orthoptera zurückkommen. Weiterhin kann Homonomie der Flügel sehr wohl sekundär sein. Dies ist für die Termiten bewiesen und kann logischerweise auch für die Embien Geltung haben. Fraglich ist endlich, ob die Prognathie nicht ein ursprüngliches Merkmal ist. Die Frage ist bei den Embien nicht zu entscheiden, weil die Prognathie sich bei ihrer Lebensweise in Röhren als sehr nützlich erweist. Sie kann daher ebenso gut ursprünglich wie erworben sein.

Diese Modifikationen der Ansicht Handlirsch's machen es um vieles leichter, die Embien an die Perlarien heranzurücken, die einzige Ordnung, die nach Handlirsch selbst „morphologisch tatsächlich einige Ähnlichkeit mit Embiden" besitzt. Er lehnt zwar weiterhin eine wirkliche Verwandtschaft beider Ordnungen ab, doch läßt sich zeigen, daß primitive rezente Embien in der Flügeladerung den Protoperlarien so nahe stehen, daß es kaum möglich ist, eine engere Zusammengehörigkeit beider zu leugnen. Dies soll im folgenden näher begründet werden.

In neuerer Zeit hat Tillyard sich nochmals zur Embienfrage geäußert, ohne seine Ansicht über *Megagnatha* aufzugreifen. Er beschrieb (1928 b) eine *„Permembia"*, die Beziehungen sowohl zu den Embiodea als auch zu den Copeognatha haben soll. Dies ist ein phylogenetisch gewiß nicht einfacher Fall. Er stellte *Permembia* zu den Delopteridae (Ordnung Copeognatha), aber Carpenter trennte sie kürzlich wieder von dieser Familie (1933, S. 451). Nicht nur die Beziehungen von Permembia zu den Delopteridae sind unsicher, auch die der Delopteridae zu den Copeognatha bedürfen noch weiterer Aufklärung. *Permembia* ist also eine Form von höchst unsicherer Stellung und kann füglich hier aus der Diskussion gelassen werden.

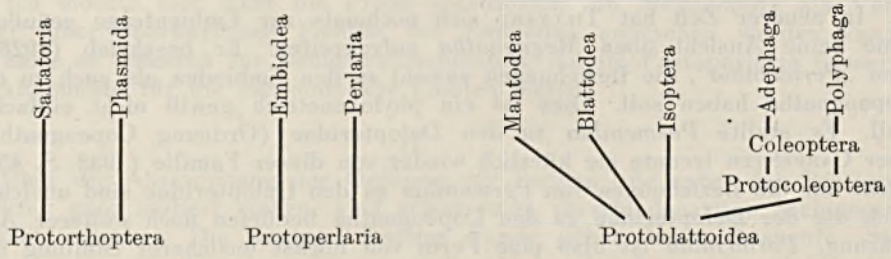
Martynov (1930 b) findet, daß die Aderung der primitiven Embiodea sehr an die der Probnisidae und teilweise auch der Palaeomantidae erinnere. Diese Familien schließt er mit den Lemmatophoridae zu einer Ordnung Miomoptera zusammen, die zwar eine erheblich weitere Fassung hat als Tillyard's Protoperlaria, aber doch einen ähnlichen Komplex verwandter Formen von

den übrigen Insekten abgrenzen soll. Obwohl von Formen ausgehend, die mit den eigentlichen Protoperlaria wenig zu tun haben, sucht also Martynov indirekt die Vorfahren der Embien in einer ähnlichen Gruppe wie ich.

Einer Ableitung von protoperloiden Formen in engerem Sinne steht nun meines Erachtens nichts im Wege. Die Protoperlaria sind in allen Merkmalen des Körpers und der Beine primitiver als die Embien, und die Aderung der Flügel läßt sogar an eine besonders nahe Verwandtschaft denken. Dies soll durch Abb. 2 erläutert werden, welche die Vorderflügel von *Artinska*, *Germanoprisca* und *Paraprisca* als Vertretern der Protoperlaria mit denen einer Embie, *Clothoda*, vergleicht. In dem Embienflügel ist Sc reduziert und M und Cu haben eine gemeinsame Wurzel. Letzteres tritt aber auch gelegentlich bei der permischen *Artinska* und sogar regelmäßig bei Lecorium Sellards, einem verwandten Protoperlarien-Genus, auf (Tillyard 1928 a). Die Verwachsung von Rs und MA findet sich ebenfalls häufig bei Lemmatophoriden (z. B. *Paraprisca fragilis*, Abb. 2). Wenn wir die Abzweigungen von Rs und MA von ihren Hauptadern, und entsprechend ihre Fusionsstelle, in *Paraprisca* wurzelwärts verlegt denken, so erhalten wir genau die Struktur des R-Komplexes der Embie *Clothoda*. Die Unterschiede sind so unbedeutend, daß man ohne Kenntnis der übrigen Organisation der rezenten Embien den Vorderflügel von *Clothoda* unbedenklich als den einer spezialisierten Lemmatophoride ansehen könnte.

Dies spricht in hohem Maße dafür, die Vorfahren der Embiodea unter den Protoperlaria zu suchen und sie durch Anpassung an versteckte Lebensweise, Erwerbung des Spinnapparates usw. aus diesen hervorgegangen zu denken. Dabei dürften die direkten Vorfahren weder unter den *Germanopriscidae* (deren Körper abweichend spezialisiert ist), noch notwendigerweise unter den Lemmatophoridae gesucht werden. Letztere stehen den Embien allerdings im Körperbau näher.

Es ist somit wahrscheinlich, daß die Protoperlaria nicht nur die Vorfahren der Perlaria sind, sondern auch die der Embiodea. Die Beziehungen der Protoperlaria zu anderen orthopteroiden Ordnungen lassen sich in folgender Weise übersichtlich darstellen:



Bemerkungen zur Adernomenklatur in Abb. 2. Bei *Artinska ovata* und *Paraprisca fragilis* (nach Tillyard 1928 a) wurde die Nomenklatur von Tillyard und Carpenter übernommen, die mit der anderer orthopteroider Gruppen übereinstimmt. Es bestand keine Schwierigkeit, *Germanoprisca zimmermanni* in entsprechender Weise zu interpretieren. Die Abbildung

von *Clothoda nobilis* wurde nach Enderlein (1912) gezeichnet, die Benennung aber der anderer orthopteroider Insekten angeglichen durch Annahme der teilweisen Verwachsung von Rs und MA. Wir sind hierzu um so mehr berechtigt, als diese Verwachsung nicht nur bei Protoperlaria, sondern auch bei sehr vielen Saltatoria und Protorthoptera vorkommt. Sie ist allerdings nur noch bei Clothoda zu erkennen, bei anderen Embien ist das Geäder zu sehr reduziert.

Zusammenfassung. *Germanoprisca zimmermanni*, ein Insekt aus dem Unteren Rotliegenden von Thüringen, wird beschrieben und als eigene Familie der Ordnung Protoperlaria angeschlossen. Es wird nachgewiesen, daß die rezente Ordnung Embiodea auf die permischen Protoperlaria zurückgeführt werden kann.

Schriftenverzeichnis

Bolton, H.: The „Mark Stirrup" Collection of Fossil Insects from the Coal Measures of Commentry (Allier), Central France. — Mem. Proc. Manchester Lit. Phil. Soc. **61** (1). Manchester, Mai 1917.

Carpenter, F. M.: The Lower Permian Insects of Kansas. Part 6. — Proc. Am. Ac. Arts Sci. **68**, S. 411—509. October 1933.

— : The Lower Permian insects of Kansas. Part. 7. The Order Protoperlaria. — Proc. Am. Ac. Arts Sci. **70**, S. 103—146. Mai 1935.

Enderlein, G.: Embiidinen. — Collections Zoologiques de Selys Longchamps, **3**. Brüssel 1912.

Handlirsch, A.: Die fossilen Insekten und die Phylogenie der rezenten Formen. — Leipzig 1908.

— : Palaeontologie, in Schröder's Handbuch der Entomologie, **3**. Jena 1925.

— : Insecta, in Kükenthal's Handbuch der Zoologie, **4** (7). Berlin-Leipzig, August 1929.

Martynov, A. B.: On two new Orthopteroid Insects from the Permian deposits of the gov. of Perm. — Annu. Soc. paléont. Russie, **8** (1928/29), 35—47. Leningrad 1930 (1930 a).

— : Permian Fossil Insects from Tikhije Gory. Order Miomoptera. Second Part. — Bull. Ac. Sci. URSS., cl. phys.-math., 1930, S. 1115—1134. Leningrad 1930 (1930 b).

Tillyard, R. J.: On the Affinities of interesting Fossil Insects from the Upper Carboniferous of Commentry, France. — Proc. Linn. Soc. New South Wales, **43**, S. 123—134. July 1918.

— : Kansas Permian Insects. Part 11. Order Protoperlaria: Family Lemmatophoridae (Continued). — Am. J. Sci. (5) **16**, S. 313—348. Oktober 1928 (1928 a).

— : Kansas Permian Insects. Part 12. The Family Delopteridae, with a Discussion of its Ordinal Position. — Am. J. Sci. (5) **16**, S. 469—484. Dezember 1928 (1928 b).

Zeuner, F.: Die Stammesgeschichte der Käfer. — Palaeont. Zschr., **15**, S. 280—311. Berlin, Dezember 1933.

Urschrift eingegangen am 4. September 1935.

Druckauftrag erteilt am 24. Januar 1936.

Ueber die Geschichte des Küstriner Beckens und der Eberswalder Pforte

Von Paul Woldstedt

Seitdem K. Keilhack in seiner großzügigen Arbeit über „die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes" im Jahre 1899 zuerst die Existenz eines riesigen Stausees im Oder-Warthebruch mit einem Spiegel in etwa 40 m Höhe glaubte nachweisen zu können, ist diese Frage erst in den letzten Jahren wieder eingehender behandelt worden. H. Louis hat in seiner Arbeit „Über die Talgeschichte der mittleren und unteren Oder" den Nachweis versucht, daß zwar ein Stausee im unteren Odergebiet bestanden habe, aber nicht während des Pommerschen (Baltischen) Stadiums, sondern erst in einer späteren Phase, als der Eisrand weiter nördlich lag. Über das Aussehen des Küstriner Beckens während des Pommerschen Stadiums sagt Louis nichts.

Da Louis Seespiegelanzeichen in verschiedener Höhe (15, 20—25, 32 m) fand, die er aber einem einzigen Stadium zurechnen zu sollen glaubte, so nahm er tektonische Verbiegungen des Gebietes noch während und nach der Stauseephase an, durch die die Spiegelmarken in verschiedene Höhenlage gebracht sein sollten. Der Abfluß dieses Stausees, dessen Spiegelmarken nach H. Louis im eigentlichen Oderbruch heute in etwa 32 m ü. NN liegen, soll durch die Eberswalder Pforte nach Westen gegangen sein. Da hier die Wasserscheide bei Zerpenschleuse heute in etwa 40 m + NN liegt, müßte eine Verbiegung um etwa 10 m gegenüber dem Oderbruch, von 15—25 m gegenüber dem Gebiet von Schwedt erfolgt sein.

Bereits in der Besprechung zu dem von H. Louis in der Gesellschaft für Erdkunde Berlin über das Thema gehaltenen Vortrage äußerte ich Bedenken gegen tektonische Verbiegungen während der Stauseephase. Aber erst in den Sommern 1932 und 1934 war es mir möglich, bei Gelegenheit von geologischen Aufnahmen auf Bl. Küstrin 1:200 000 und auf den Blättern Angermünde, Schwedt und Königsberg i. N. 1:25 000, den Problemen des „Küstriner Stausees" genauer nachzugehen. Inzwischen hatte auch H. Louis seine Untersuchungen fortgesetzt. Sie bewegten sich zum Teil in derselben Richtung wie meine. Die Ergebnisse wurden öfter mündlich ausgetauscht. Anfang Juni 1934 fand eine gemeinsame Begehung des wichtigsten Gebietes (zwischen Küstrin, Wriezen und Gartz) statt, an der auch P. G. Krause teilnahm.

H. Louis hat über einiges in einem Vortrag auf dem Internationalen Geographen-Kongreß in Warschau (August 1934) berichtet. Weiterhin sind im Jahre 1934 noch zwei Arbeiten zur Frage des Küstriner Stausees erschienen: nämlich K. v. Bülow: „Zum Problem der Eberswalder Pforte" (Dies. Jb.

f. 1934) und B. Beschoren „Über jungdiluviale Staubeckentone zwischen Havel und Oder" (ebendort 1934). Auf beide wird weiter unten noch zurückzukommen sein. Schließlich hat neuerdings H. G. Ost (1935) einige wichtige Gesichtspunkte des in Frage kommenden Gebietes erörtert.

Eingehend hat sich F. Solger (besonders 1930) mit dem Oderbruch beschäftigt. Eine Diskussion mit den in seinen Arbeiten niedergelegten Ansichten ist deshalb schwer möglich, weil Solger über fast allen Bildungen (Terrassen, Schwemmkegeln usw.), die von den andern Bearbeitern als aus der Abschmelzzeit der letzten Vereisung stammend angesehen werden, noch die Grundmoräne einer späteren Eisbedeckung erkennen will. Von der Existenz einer solchen „Deckmoräne" habe ich mich in keinem der zahllosen Aufschlüsse in den in Frage kommenden Gebieten überzeugen können.

Wenn ich im folgenden einen weiteren Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Küstriner Beckens und damit zur Frage des Thorn—Eberswalder Urstromtales zu geben versuche, so bin ich mir darüber klar, daß auch damit der ganze Fragenkomplex des Gebietes noch nicht restlos geklärt ist. Aber da dringende andere Arbeiten mich zur Weiterverfolgung dieser Fragen vorerst nicht kommen lassen werden, möchte ich wenigstens einige vorläufige Ergebnisse mitteilen.

1. Das südliche Ufergebiet des Küstriner Beckens

Das südliche Ufer des Küstriner Beckens wird von den Hochflächen bei Drossen, Zielenzig, Schermeisel und Blesen gebildet (vgl. für das Folgende die geol. Übersichtskarte der Neumark 1:100 000 von Br. Dammer). Sie sind unregelmäßig kuppig und zeigen besonders starke Stauchungen, die zum großen Teil auch das unterlagernde Tertiär mit betroffen haben. Sie tragen eine von W nach O verlaufende Haupteisrandlage, die dem Frankfurter Stadium angehört. Eine Reihe von nordsüdlich gerichteten Tälern durchbricht den Höhenzug. Es sind die verhältnismäßig breite und ziemlich glatt durchgehende Drossener Rinne, weiter die schmaleren und unregelmäßigen Rinnen von Zielenzig und von Königswalde.

Alle Rinnen sind offenbar subglazial angelegt; die Sander setzen in ihrer südlichen Fortsetzung an. Nur die Drossener Rinne ist später umgestaltet worden. Dies geschah durch die überlaufenden Wässer eines kurz dauernden schmalen langgestreckten Stausees, der in einer bestimmten Phase am Südufer des Küstriner Beckens bestand und den wir als Königswalder Stausee bezeichnen können.

An den ostwestlich verlaufenden Nordrand des Zielenziger Höhenzuges setzen in etwa 60 m + NN ebene, ganz schwach nach N geneigte Flächen an, die sich von etwa 60—65 m + NN auf 40—30 m + NN annähernd gleichmäßig senken.

Die Flächen, die besonders im östlichen Teil stark verdünt und fast ganz von Wald bestanden sind, zeigen in den spärlich vorhandenen Aufschlüssen fast überall steinfreie, ziemlich feinkörnige Sande.

Die Grenze gegen das hügelige Gelände im Süden liegt mit großer Regelmäßigkeit in etwa 60—65 m + NN. Das Auftreten eines solchen gleichbleibenden Niveaus weist darauf hin, daß wir es mit dem Wasserspiegel eines Sees zu tun haben.

Der Seeboden senkte sich nach N hin. Wie wir weiter unten sehen werden, streicht er nach N in die Luft aus. Wir müssen annehmen, daß hier Eis lag, das den Stausee im Norden begrenzte.

Aus dem Seeboden ragen einerseits mehrfach Inseln auf — so die Trebower und Radacher Insel —, andererseits finden sich im Seeboden Kolke und Seen. Sie sind die Spuren von Resteisblöcken, die hier unter Sand verschüttet lagen und später ausschmolzen, als der See schon nicht mehr bestand.

Der See reichte in einzelnen Buchten in die südliche Hochfläche hinein. Die größte Bucht war die von Königswalde. Ob die hier auf der geologischen Karte [1]) angegebenen Staubeckentonne nicht wenigstens zu einem Teil unserm Stausee zuzurechnen sind, bedarf noch weiterer Untersuchung. Auch in die Zielenziger und in die Heinersdorfer Rinne reichte der Stausee hinein.

Wenn wir es in dem oben skizzierten Gebiet wirklich mit dem Boden eines ehemaligen Stausees zu tun haben, so sind zunächst Staubeckentone warwiger Art in größerem Umfange zu erwarten. Diese sind bisher im Hauptteil des Gebietes nicht nachgewiesen worden. Auch war es mir bisher nicht möglich, Deltakanten und ähnlichen Seespiegelanzeichen in der Umrandung des Stausees nachzugehen. Hier bleibt noch eine Unsicherheit, die weitere Untersuchung nötig macht.

Einstweilen aber erscheint mir eine andere Erklärung der geneigten Sandflächen am Nordhang der Zielenziger Hochfläche schwierig.

Vielleicht hat man bei den schräg nach Norden fallenden Flächen teilweise auch an Ablagerung über Eisplatten zu denken, die nach Norden, zum Becken hin, an Dicke zunahmen — ähnlich wie man es für die Terrasse von Forst Breitelege bei Oderberg (siehe unten!) annehmen möchte.

Seinen Hauptablauf hatte der angenommene Stausee zunächst durch die Drossener Rinne. H. Louis (1931) hat zuerst auf einen durchgehenden Talboden in der Drossener Rinne aufmerksam gemacht, der sich von S nach N hebt und bei Radach etwa 60 m + NN erreicht. Er folgert ganz richtig (S. 181): „der Südrand des Warthebruches war vom Eise schon freigegeben, als die Entwässerung noch nach Süden zum Warschau-Berliner Tal führte". Louis sah in ihnen (S. 182) eine lokale Schmelzwasserrinne, jedenfalls nicht etwa die Spur eines riesigen, schon von Thorn kommenden Schmelzwasserstroms. Es läßt sich heute wahrscheinlich machen, daß der Talboden durch den Abfluß des Königswalder Stausees geschaffen worden ist. Wie die weitere Verfolgung der Terrasse nach SW durch H. Louis und durch Zeuner & Schulz (1931) gezeigt hat, ging der Abfluß über die Müllroser Pforte zum Berliner Urstromtal. Wir können diese Phase des Königswalder Stausees als „Drossener Phase" bezeichnen.

Der Königswalder Stausee hat anscheinend in derselben Phase einen weiteren Abfluß in etwa 60 m Meereshöhe gehabt, und zwar in der Gegend zwischen Blesen und Schwerin a. W. Hier bestand ein Überlauf zum Meseritzer Becken, das seinerseits wohl Verbindung zur Bentschener Rinne hatte und durch diese zum Odertal bei Unruhstadt abfloß. Im einzelnen bedarf dieser Abflußweg noch genauerer Untersuchung.

1) Vgl. Bl. Königswalde 1:25 000, geolog. aufgenommen von O. Barsch.

Einen jüngeren Abfluß nach S hatte der Königswalder Stausee offenbar durch das Frankfurter Odertal nach Süden. Zwei Durchlässe bei Göritz, in 45—48 m + NN, auf die Louis schon aufmerksam macht, weisen hier in südwestlicher Richtung auf die Odertalrinne. Bei dieser Gelegenheit entstand der ausgeprägte Erosionsrand der Kannenberge SO Säpzig.

Das Frankfurter Odertal muß in der Drossener Phase des Stausees noch nicht frei gewesen sein; wahrscheinlich war diese subglaziale Rinne noch völlig durch Eis verstopft. Erst als dieses soweit niedergeschmolzen war, daß der See nicht mehr bei 60 m, dem Überlaufniveau der Drossener Rinne, überfließen konnte, stellte sich eine Entwässerung durch die Oderrinne nach S ein („Göritzer Phase").

Ebenfalls in der Buckower Rinne ist, wie auch Louis (1931) bemerkt, ein Überlaufniveau in etwa 48 m + NN vorhanden, in dem Wässer nach SW zum Berliner Tal abgeflossen sein müssen. Ob es sich hier um ein verbreiteteres Stausee-Niveau handelt, das möglicherweise mit der Göritzer Phase des Königswalder Stausees in Zusammenhang stand, oder ob die Übereinstimmung in der Höhenlage der Überlaufniveaus zufällig ist, bedarf noch genauerer Untersuchung.

Es entsteht nun die Frage: Wo lag das nördliche Ufer des Königswalder Stausees? Man würde zunächst denken, dort, wo die vom Zielenziger Höhenzug kommenden Terrassenflächen gegen das eigentliche Warthebruch abfallen, d. h. an dem Uferrand, der von Sonnenburg über Alt-Limmritz und Kriescht nach Osten verläuft.

In diesem Gebiet sind aber eine ganze Reihe von Aufschlüssen vorhanden; und diese zeigen ganz etwas anderes: nicht steinfreie Beckensande, sondern mehr oder weniger grobe Schotter, die deutlich fluviatile Schichtung mit ausgeprägtem Westfallen zeigen. Es sind keine Deltabildungen, die etwa in den See geschüttet wären, sondern gewöhnliche fluviatile, bzw. fluvioglaziale Schotter.

Die südliche Grenze dieser Schotter gegen die Beckensande ist nur ungefähr anzugeben. Sie folgt etwa einer Linie, die von der Gegend S Mauskow über Rauden und Fh. Ruheinmal nach Fh. Wilhelmstal verläuft. Im östlichen Gebiet ist sie noch weniger zu bestimmen, weil hier fast die gesamte Oberfläche verdünt ist.

Es legt sich also an die Beckensande, die Ablagerungen des ehemaligen Stausees, im Norden eine fluviatile Terrasse an. Das Merkwürdige hieran ist nur, daß dies ohne eine deutliche Stufe geschieht. Die Erklärung hierfür ist nicht ganz einfach.

Über die Natur dieser Randterrasse ist folgendes zu sagen: Sie ist in erheblichen Teilen reine Erosionsterrasse. Oft kommt die Unterlage bis an die Oberfläche — so in der Gegend von Mauskow (Geschiebemergel, Bänderton usw.), — meist aber ist sie von Sanden und Kiesen überdeckt. Gelegentlich ist auch stärkere Aufschüttung vorhanden. So zeigen die Aufschlüsse zwischen Sonnenburg und Alt-Limmritz teilweise 5—8 m fluvioglaziale Aufschüttung.

Niemals aber ist diese Terrasse nochmals von Grundmoräne überdeckt. Dies muß besonders hervorgehoben werden gegenüber den Ausführungen von B. Beschoren in seiner oben erwähnten Arbeit (1934, S. 423). Dieser spricht davon, daß das Warthe-Netze-Bruch auf seiner

Südseite von Terrassen begleitet werde, die noch vom letzten Eise überschritten worden seien („Vorkommen getauchter Tonmergel mit überlagernder Grundmoräne von Schwerin a. W., Morrn, Birkenwerden und Alt-Limmritz").

Über den Aufbau der südlichen Hochfläche an ihrem Rande gegen das Oderbruch unterrichten eine ganze Reihe von Aufschlüssen, die wir an und nahe seinem Nordrand — teilweise in den Terrassenflächen — finden. Vielfach sind zwei Geschiebemergel zu beobachten, ein oberer und ein unterer, die durch geschichtete Sande und Kiese, öfter auch durch mächtige Bändertone getrennt sind. Solche Bändertone unter dem oberen Geschiebemergel sind z. B. in der Ziegelei Mauskow, ferner in mehreren Ziegeleien in der östlichen Umrandung des Küstriner Beckens, besonders bei Berkenwerder und Morrn vorhanden. Nach den Lagerungsverhältnissen am ganzen Süd- und Ostrand des Küstriner Beckens — und zwar ohne Ausnahme — kann gar kein Zweifel darüber bestehen, daß die Terrassen jünger als der Geschiebemergel und die Bändertone des Hochflächenrandes bei Mauskow, Berkenwerder, Morrn usw. sind. —

Von den Terrassen am Südrand des Warthebruchs können wir die höchste als Hauptterrasse bezeichnen, da sie flächenmäßig am weitesten verbreitet ist. Sie erscheint im Osten als direkte Fortsetzung der großen Terrassenaufschüttung des Zwischenstromlandes. H. G. Ost (1933) hat gezeigt, daß die Hauptterrasse des Zwischenstromlandes mit dem Pommerschen Stadium verknüpft ist. An ihrem Westabfall zwischen Schwerin und Lipke liegt ihre Oberkante bei etwa 46—48 m + NN. Wie die neuen Aufschlüsse der Schwerin—Alt-Beelitzer Bahnstrecke zeigen, beträgt die fluvioglaziale Aufschotterung hier durchschnittlich 5 m.

Die unmittelbare Fortsetzung dieser Terrassenflächen findet sich in den weiten Flächen westlich Trebisch, die zum großen Teil Erosionscharakter zeigen. Die Oberfläche sinkt allmählich von etwa 45 m bei Trebisch auf etwa 40 m südlich Hammer und etwa 38—37 m südlich Kriescht. Dann bleibt die Höhenlage dieser Terrasse nahezu konstant bis in die Gegend von Sonnenburg — ja anscheinend bis in die Gegend von Oderberg—Niederfinow. Das war der Grund, weshalb Keilhack in diesem Gebiet einen Stausee annahm. Aber es handelt sich hier nicht um Seeterrassen bzw. Deltaablagerungen. Die Aufschlüsse zeigen fast überall normale fluvioglaziale Schichtung mit ausgeprägtem Westfallen.

Im Gebiet zwischen Sonnenburg, Alt-Limmritz, Kriescht und Waldowstrenk zeigt die Hauptterrasse oft merkwürdige, ganz unregelmäßige Unterbrechungen, die offenbar auf versenktes Resteis zurückgehen. Wenn es sich dabei nur um rinnenartige Depressionen handelt, wie etwa die „Ader-Lauch"-Rinne südöstlich Kriescht, so sind dies ja bekannte und in ihrer Entstehung oft erklärte Dinge. Aber vielfach ist die ganze Terrasse in eine völlig unregelmäßige Fläche aufgelöst, deren einzelne Teile kaum noch ein einheitliches Niveau erkennen lassen und bei denen höchstens noch ganz vereinzelte Reste die ursprüngliche Oberfläche etwa andeuten. Solche Gebiete sind zwischen Waldowstrenk, Kriescht und Sonnenburg vorhanden, und zwar nicht nur bei der eben erwähnten „Hauptterrasse", sondern auch, wenn auch in schwächerem Maße, bei der noch zu erwähnenden tieferen (also jüngeren), etwa 12—14 m über der Talaue liegenden Terrasse. Offenbar ist hier überall mit Resteis im Untergrund zu rechnen, das in den verschiedensten Formen hier gelagert hat: als Platten, kleine und große Klötze usw.

Die Hauptterrasse am Südufer des Warthebruches findet eine Fortsetzung in den Wriezener Terrassen. Hier finden sich zwei Niveaus; eines in etwa 37 m + NN, das tiefere in etwa 33—32 m + NN.

Wie H. Louis (1932) schon erwähnt, zeigen die Aufschlüsse in dieser tieferen Terrasse teilweise ausgeprägte Deltaschichtung. Die Schotter müssen hier also in einen See geschüttet sein. Es fragt sich aber, ob dieser See größere Ausdehnung hatte. Vielleicht handelte es sich nur um ein verhältnismäßig kleines Becken (ausgeschmolzene Reste von Toteis?).

Dabei ist es nicht ganz sicher, ob die schräggeschichteten Schotter überhaupt zur Terrasse gehören. Da die Terrassen, wie schon erwähnt, zum großen Teil Erosionsterrassen sind, ist auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die schräggeschichteten Schotter einer älteren Phase angehören.

Es wurde schon erwähnt, daß die Existenz eines Stausees mit 60 m Spiegelhöhe nur möglich war, wenn ihn im Norden Eis begrenzte. Wir haben am ehesten an einen großen Toteiskuchen zu denken, der das Küstriner Becken erfüllte. Den Gedanken eines solchen großen im Küstriner Becken liegenden Toteisrestes hat meines Wissens zuerst W. Wolff ausgesprochen und zwar bei Gelegenheit einer Exkursion mit Mitgliedern der Geologischen Landesanstalt im Frühjahr 1931. Auch B. Beschoren stellt auf einer Skizze in seiner jüngst erschienen Arbeit (Beschoren 1934) die Dinge etwa so dar. H.-G. Ost bringt in seinen Arbeiten (1933 und 1935) Hinweise auf das Vorhandensein von Toteismassen im Oderbruch und in der Gegend von Usch—Schneidemühl. Weitere Hinweise bringt die vorliegende Arbeit.

Wir werden nicht annehmen können, daß die Hauptterrasse ehemals das ganze riesige Küstriner Becken ausgefüllt habe und erst durch spätere Ausräumung bis auf geringe Reste verschwunden sei. Vielmehr werden wir auch im Stadium der Hauptterrasse noch mit der Existenz des großen Eiskuchens im Küstriner Becken rechnen müssen.

So werden wir also, wie auch Beschoren (1934) und Ost (1935) ausführten, die Hauptterrasse aufzufassen haben als Randterrasse, die zwischen dem im Küstriner Becken liegenden Toteis und dem südlichen Ufergebiet gebildet wurde.

Außer der Hauptterrasse haben wir am Südufer des Warthebruches noch Reste von tieferen Terrassen. Sie kommen z. T. weit von Osten her (Netze- und Warthetal); doch beschränken wir uns auf ihre Verfolgung im Küstriner Becken. In ihrer Ausdehnung sind sie allerdings mit der Hauptterrasse in keiner Weise zu vergleichen. Es handelt sich nur um gelegentlich auftretende kleinere Leisten am Nordrand der Hauptterrasse.

In der Gegend von Morrn und Berkenwerder tritt eine jüngere Terrasse mit etwa 12—15 m Auenabstand und eine tiefere mit 6—8 m Auenabstand auf. Diese tiefere Terrasse finden wir wieder bei Költschen, wo sie einen etwas größeren Raum einnimmt, ferner auch westlich Sonnenburg. Östlich des zuletzt genannten Ortes ist auch in größeren Flächen wieder die Terrasse mit etwa 12 m Auenabstand entwickelt.

Außer diesen Terrassen, die man wohl miteinander verbinden kann, treten gelegentlich noch solche in anderen Niveaus auf, die sich nicht ohne weiters eingliedern lassen.

Möglicherweise sind diese jüngeren Terrassen zum größten Teil auch noch als Randterrassen aufzufassen, die zwischen der Hauptterrasse und dem im Küstriner Becken liegenden, allmählich kleiner werdenden Eisrest aufgeschüttet wurden.

2. Das nördliche Ufergebiet des Küstriner Beckens

Der Aufbau der nördlichen Hochfläche ist ganz ähnlich, wie der der südlichen. Insbesondere treten auch hier öfter unter der jüngsten Grundmoräne Bändertone auf, die am Hang ausstreichen: so besonders in der Gegend von Landsberg—Wepritz, aber auch z. B. bei Wilhelmsbruch.

Wir betrachten zunächst die Gegend von Landsberg a. W. Hier bricht ein kleiner Durchlaß des großen Berlinchener Sanders nach Süden durch. Es ist das heute vom Kladow-Fließ benutzte Tal, in dem der Hauptteil der Stadt Landsberg liegt.

Hier, wie am südlichen Ende des Berlinchener Sanders, sind zwei Hauptniveaus zu erkennen. Das obere liegt in der Gegend von Heinersdorf, Kladow und Himmelstädt in etwa 60—65 m + NN. Es ist das ältere Sanderniveau. In diesem Niveau fand nach S durch das Landsberger Thal der erste Abfluß zum Küstriner Becken statt. Er ist aber im eigentlichen Landsberger Tal heute nicht mehr deutlich zu erkennen.

Vielleicht bestand kurze Zeit ein weiterer Überlauf in einer flachen Rinne, die die Hochfläche zwischen Landsberg und Lorenzdorf durchbricht. Hier ist möglicherweise schon an einen Zusammenhang mit dem Königswalder Stausee zu denken. Später beschränkte sich der Ablauf dieses Sanderteils auf die eigentliche Landsberger Rinne.

Das Landsberger Tal ist zweifellos zuerst angelegt als subglaziale Rinne. Als später der Sanderabfluß durch diese Rinne nach S ging, waren große Teile von ihr offenbar durch Eis tief auszementiert.

Im allerersten Stadium muß der Abfluß im Kladow—Heinersdorfer Winkel gestaut gewesen sein. Mehrere Ziegeleien zwischen Landsberg und Heinersdorf zeigen mächtige Bändertone, die offenbar im Zusammenhang mit der Sanderaufschüttung im N gebildet wurden. Hier war also ein kleiner, von den von Norden kommenden Schmelzwässern gebildeter Stausee vorhanden.

Die Bändertone zeigen sich nun auf die mannigfachste Weise von Verwerfungen durchsetzt. Man kann hier alle Formen der Schollentektonik beobachten: Staffelbrüche, Grabenbrüche usw. Das Ganze dürfte so zu erklären sein, daß die Bändertone ursprünglich über tief versenktem Eis abgelagert wurden und daß später, als die Eisplatten im Untergrund ausschmolzen, die nachsinkenden Tone die oben geschilderten Verwerfungen, Grabenbrüche usw. erhielten.

Es handelt sich, wie nochmals hervorgehoben sei, um eine Bruchtektonik, keine Faltentektonik, wie sie in den Endmoränen usw. auftritt.

Allmählich scheint dann der Durchlaß in der Landsberger Rinne nach S frei geworden zu sein und sich allmählich erniedrigt zu haben, ohne daß sich das Endniveau heute genau angeben ließe.

Wie wir im Landsberger Teil die Anzeichen versenkten Toteises finden, so auch im südlichen Teil des Berlinchener Sanders. Er ist vollkommen

durchsetzt von Hohlformen, so daß die sonst für einen Sander typische Ebenheit oft überhaupt nicht zu erkennen ist.

Die Böden der Hohlformen liegen in manchen Gebieten, so z. B. auf dem Blatte Gr. Fahlenwerder, mit großer Regelmäßigkeit in demselben Niveau. Das deutet darauf hin, daß es verhältnismäßig geringmächtige, ziemlich ebene Eisplatten waren, die hier vom Sander überschüttet wurden.

Daß überhaupt der größte Teil der Sander des Pommerschen Stadiums zwischen Oderberg und Friedeberg i. d. N. in mehr oder weniger ausgedehntem Maße gegen bzw. über Toteis geschüttet wurde, darauf hat H. Louis in seinem Vortrag auf dem Internationalen Geographen-Kongreß in Warschau 1934 hingewiesen.

Eine über längere Erstreckung hin zu verfolgende Hauptterrasse — wie am Südufer — ist am Nordufer des Küstriner Beckens nicht vorhanden. Aber in einzelnen Abschnitten ergeben sich wichtige Anhaltspunkte.

Der Hauptarm des Berlinchener Sanders streicht zwischen Gralow und Altenfließ in etwa 60 m + NN nach Südosten zur Netzeniederung aus. Wir haben ihn ohne Zweifel (über Resteis hinweg?) mit der baltischen Hauptterrasse des Zwischenstromlandes zu verknüpfen, die bei Lipke in etwa 50 m + NN liegt.

Die Gegend von Landsberg a. W. bietet außer dem schon erwähnten, etwas älteren Niveau in ca. 60 m + NN keine weiteren sicheren Anhaltspunkte für den Abfluß während des Pommerschen Stadiums.

Dagegen lassen sich solche bei Vietz erkennen. Hier streicht ein Sanderast des Pommerschen Stadiums in etwa 43—45 m + NN nördlich Vietz aus. Ob er unmittelbar mit der Hauptterrasse des Südufers, die bei Sonnenburg in etwa 37 m liegt, zu verbinden ist, ist zweifelhaft. Wahrscheinlich war hier gar keine unmittelbare Verbindung vorhanden, sondern lag dazwischen ein breiter Toteisriegel.

Zwischen Wilhelmsbruch und Tamsel findet sich eine Randterrasse in etwa 40 m + NN, die wir auch wohl dem Pommerschen Stadium zurechnen dürfen

Weitere Anhaltspunkte für die Abflußverhältnisse des Pommerschen Stadiums finden wir an der Mündung des Mietzel-Sanders, dessen höchste Stufe zwischen Neumühl und Kutzdorf in etwa 38—40 m am Ufer des Oderbruches endet.

Der Sander von Forst Lietzegöricke bricht zwischen Güstebiese und Zäckerick in etwa 50—60 m + NN am Odertalrand ab. Wie H. G. Ost (1935) ausgeführt hat, ist dieser Abbruch nicht lediglich erst das Ergebnis der Seitenerosion der Oder, sondern größtenteils primär — nämlich das Ergebnis einer Schüttung gegen Toteis [2]). Es zeigt sich nämlich, daß in der östlichen Fortsetzung dieses Randes zwischen Alt-Blessin und Voigtsdorf zweifellos eine solche Schüttung gegen bzw. über Toteis erfolgt ist. In dem genannten

2) Was diese Schüttungen gegen Toteis anbelangt, so sind die dabei entstehenden Formen zuerst von R. F. Flint (1929) aus dem Connecticut-Tale beschrieben worden. H. G. Ost (1933) hat kürzlich ähnliche Formen in der Gegend von Schneidemühl-Usch gefunden. Im allgemeinen wird man seinen Ausführungen zustimmen können. Nur glaube ich, daß man gerade in der Schneidemühl-Uscher Gegend nicht nur an Schüttung g e g e n Toteis, sondern in größerem Maße auch an Schüttung ü b e r Eisreste denken muß, wie dies zuerst W. Wolff (1925) ausgeführt hat.

Gebiet bricht der Sander fast unvermittelt in etwa 50 m Höhe gegen niedrigeres, zum großen Teil aus Grundmoräne aufgebautes Gelände ab. Erklärlich ist das nur, wenn hier bei der Bildung des Sanders Toteis lag.

Über den Abfluß des Sanders, den Ost mit der Wriezener 32 m-Terrasse verbinden will, lassen sich sichere Schlüsse nicht ziehen. Die Wahrscheinlichkeit spricht dafür, daß der Abfluß durch die Eberswalder Pforte nach Westen gegangen ist.

Wie am Südrand, so haben wir auch am Nordrand des Küstriner Beckens einige jüngere Terrassen. Sie sind im östlichen Teil allerdings recht spärlich. Bei Vietz sind jüngere Terrassen in etwa 33 m und 23 m (?) angedeutet (Auenabstände 20 bzw. 10 m). Ausgeprägt ist die bekannte Gernheimer Terrasse bei Küstrin. Ihre Oberfläche liegt bei 31—32 m + NN; ihr Auenabstand beträgt etwa 20 m. Eine tiefere Terrasse, in etwa 20 m + NN, schließt sich nach Westen an (Auenabstand etwa 8 m). Auf weitere Terrassenreste gehe ich hier nicht ein, ebenso wenig auf die zahlreichen flachen Schwemmkegel der von den Hochflächen kommenden Bäche und Flüsse, die teilweise zu den Terrassenniveaus, teilweise zum Talboden gehören.

Ob die Terrassen des Nordufers unmittelbar mit denen des Südufers zu verbinden sind, erscheint — zum mindesten für die höheren — zweifelhaft. Wahrscheinlich haben wir mit getrennten Terrassensystemen zu rechnen, die sich vielleicht erst in der Neuenhagen—Niederfinower Gegend vereinigten.

3. Die Gegend von Neuenhagen, Oderberg und Niederfinow

Sie liegt im Brennpunkt der uns interessierenden Fragen. Die Endmoräne des Pommerschen Stadiums bildet hier, modellartig ausgebildet, den Südrand der Neuenhagener Oderinsel (vgl. für das Folgende die Geolog. Übersichtskarte 1:500 000 der Prov. Brandenburg und die Geolog. Spezialkarten 1:25 000). Jenseits des Tals der Alten Oder und des Oderberger Sees findet sie ihre Fortsetzung im Pimpinellenberg. In die Lücke zwischen diese Endmoränenteile schiebt sich bei Bralitz eine ausgeprägte Terrasse in etwa 32 m + NN, d. h. mit etwa 28—30 m Auenabstand, ein. In der Staatsforst Bralitz greift sie in das Hinterland des Pommerschen Stadiums herum. Die Terrasse ist ganz zweifellos jünger als das Pommersche Stadium. Sie weist bereits auf einen Abfluß durch das untere Odertal hin. Tatsächlich finden wir ihre Fortsetzung in der Staatsforst Breitelege zwischen Hohensaathen und Oderberg. Nach Süden hin ist sie wahrscheinlich mit der oben erwähnten, in 32 m + NN liegenden, tieferen Terrasse von Wriezen zu verbinden. Diese gehört also auch bereits einem Stadium an, das durch das untere Odertal entwässerte (vgl. auch Wahnschaffe, 1915, S. 357).

In der Umrandung der Neuenhagener Insel finden wir eine weitere, tiefere Terrasse bei Alt- und Neu-Glietzen sowie auch bei Bralitz. Sie liegt in etwa 16—18 m + NN und hat einen Auenabstand von 12—14 m. Daneben ist noch eine tiefere Terrasse mit einer Meereshöhe von 10—12 m und einem Auenabstand von 6—8 m zu unterscheiden.

Bei den Terrassen handelt es sich anscheinend in der Hauptsache um Erosionsterrassen.

In der Gegend von Niederfinow finden wir die beiden Hauptniveaus wieder, die wir von Wriezen kennen. Sie sind allerdings nicht so scharf gegeneinander abgegrenzt, wie bei Wriezen, sondern gehen teilweise ineinander

über. Sie liegen etwa bei 36 und 32 m + NN, z. B. bei Stechersschleuse. Die Aufschlüsse zeigen im ganzen Gebiet nördlich Niederfinow, wie auch von Louis (1931) schon hervorgehoben wird, deutlich nach Westen fallende fluvioglaziale Kiese von demselben Charakter, wie im Bereich des Küstriner Beckens.

4. Die Eberswalder Pforte

Wir kommen damit zur „Eberswalder Pforte" selber und zu der entscheidenden Frage: sind hier größere Schmelzwassermengen während des Pommerschen Stadiums aus dem Küstriner Becken nach Westen abgeflossen, wie es Keilhack annahm?

Die meisten späteren Bearbeiter haben dies in Abrede gestellt — so auch die beiden neuesten Arbeiten über diesen Gegenstand, die von K. v. Bülow (1934) und von B. Beschoren (1934). Beide sind in ihrer Argumentierung nicht überzeugend.

K. v. Bülow faßt das Eberswalder Tal als eine etwas umgebogene Fortsetzung des unteren Odertals auf, subglazial angelegt vielleicht während des Frankfurter Stadiums. An etwas ähnliches denkt auch B. Beschoren.

Was sich feststellen läßt, ist folgendes. Die von B. Beschoren (1934, Taf. 35) angegebene Verbreitungsgrenze der Staubeckentone im Thorn—Eberswalder Tal zeigt — sofern sie die wirkliche Verbreitung der Tone richtig darstellt — eine früher vorhandene ost—westlich liegende Depression an. Diese Bändertone — zum mindesten ein erheblicher Teil von ihnen — liegen aber, wie auch K. v. Bülow hervorhebt, unter der letzten Grundmoränenbedeckung. Beschoren meint, dies sei ein lokaler kleiner Vorstoß des Odergletschers gewesen, der im übrigen an der Großen Baltischen Endmoräne gelegen habe.

Für die Annahme dieses Vorstoßes liegt nicht der geringste Anlaß vor. Viel größer ist die Wahrscheinlichkeit dafür, daß die Staubeckentone vor dem ersten vorrückenden Eis der Weichselvereisung gebildet und später vom Eis überschritten wurden. Dasselbe ist ja für die Staubeckentone in der östlichen Umrandung des Küstriner Beckens anzunehmen [3]).

Jedenfalls, und das ist das wichtige, haben sie für die Frage des Eberswalder Urstromtals gar keine Bedeutung. Es handelt sich bei dem Boden des Eberswalder Tals um eine Erosionsoberfläche, die Geschiebemergelbänke, Sande verschiedener Stufe, Beckentone usw. schneidet. Die Entstehung der Bändertone hat also mit der Entwässerungsfrage des Eberswalder Tals im Pommerschen Stadium nichts zu tun.

Bei einigen Bändertonvorkommen, so z. B. denen von Macherslust, ist die Sachlage allerdings nicht so klar. Hier könnte die Bändertonbildung der Kiesaufschüttung unmittelbar vorangegangen sein, wenn auch meist eine gewisse Diskordanz zwischen den beiden Ablagerungen vorhanden ist.

Ich glaube auch nicht, daß man das Eberswalder Tal als Fortsetzung des unteren Odertals ansehen kann, wie v. Bülow dies tut. Die Rinnen, die etwa die Eisbewegungsrichtung angeben, als das Eis das Eberswalder Tal überschritten hatte, verlaufen senkrecht oder schräg über das Tal. Ihre vorherrschende Richtung geht von Norden bis Nordosten

3) Sofern die Warwenparallelisierungen von B. Beschoren richtig sind — wogegen ich einige Bedenken habe —, würde dann dasselbe auch für die Zehdenicker Warwentone gelten.

nach Süden bis Südwesten (z. B. Rinne des oberen Finowtals, des Ragöser Fließes usw.). Es mag — beim Vorschreiten des Eises in einer älteren Phase der Weichseleiszeit — hier eine ostwestlich verlaufende Senke vorhanden gewesen sein. Mit dem unteren Odertal, das in der Stromrichtung des Inlandeises lag, hatte sie nichts zu tun. Sie wurde von den Stromlinien des Eises gequert.

Die alten Rinnen haben auch mit dem Eberswalder Tal weiter nichts zu tun, als daß sie mit Eis auszementiert waren und später — nach dem Eisrückzug —, wahrscheinlich lange nach dem Pommerschen Stadium —, ausschmolzen und wieder in die Erscheinung traten. Für die Abflußverhältnisse im Eberswalder Tal können aus ihnen keine Schlüsse gezogen werden, ebenso wenig aus dem Vorhandensein von mit den Querrinnen gleichlaufenden Osern bei Eberswalde, aus denen P. G. Krause (1926) schließt, daß hier niemals Wasser nach W geflossen sein könne. Auch diese Oser, die ja unter der Erosionsoberfläche des Eberswalder Tals liegen, müssen durch Resteis geschützt gewesen sein.

Alle diese Dinge haben mit der Frage des Durchfließens von Wassermassen in ost—westlicher Richtung nichts zu tun. Dagegen ist eins von entscheidender Bedeutung: alle neuen großen Kiesaufschlüsse, vor allem im Gebiet zwischen dem Hohenzollern-Kanal und Niederfinow, die in 40—32 m + NN liegen, zeigen fluvioglaziale Kiese mit ganz ausgeprägtem Westfallen. Hierauf hat schon Louis (1931, S. 188) hingewiesen. Es sind ganz ähnliche Schotter und Sande, wie wir sie von der Hauptterrasse am Südrand des Küstriner Beckens und vom Zwischenstromland her kennen. Sie können nur von Wässern abgesetzt sein, die von Osten, vom Küstriner Becken, her kamen und nach Westen abflossen.

Auch B. Beschoren zweifelt nicht daran, daß die Entwässerung der Sander des Paarsteiner Bogens unmittelbar nach dem von ihm angenommenen kurzen Vorstoß („Finow-Vorstoß") nach Westen gegangen sei; ihren Abfluß nach Osten hätte Toteis gehindert. „Ihr Abfluß erfolgte westlich Eberswalde in einer Rinne, die die heutige Wasserscheide bei Liebenwalde in etwa 8 m Tiefe durchzieht und dann ins Haveltal umbiegt . . ."

Später sagt B. Beschoren (1934, S. 425), daß diese alluviale Rinne der „alte Abfluß des Eberswalder Staubeckens zum Haveltal" gewesen sei.

Sie dürfte aber ebenso wenig mit dem ersten, wie mit dem zweiten etwas zu tun haben. Handelte es sich um eine alte Rinne, die mit dem alten Staubecken in Zusammenhang stände, das ja später nochmal vom Eis überdeckt wurde, so hätte sie von Resteis gefüllt sein müssen, um sich bis zur Postglazialzeit zu erhalten.

Daß es nicht der Ablauf des Mönchsheide-Sanders ist, darüber kann wohl gar kein Zweifel bestehen. Die ganzen Sander der Baltischen Endmoräne gehen unmerklich in die breite Talsandfläche des Eberswalder Tals in 35—40 m Meereshöhe über und sind mit dieser gleichaltrig, nicht mit der verhältnismäßig schmalen, in dies Niveau eingeschnittenen Rinne von etwa 32 m + NN. Wenn in dieser Höhenlage wirklich eine von Osten nach Westen durchgehende Rinne im Eberswalder Tal vorhanden ist, was noch durch genaue Untersuchung der Bohrungen festzustellen wäre, dann könnte es sich wohl nur um eine Fortsetzung der 32 m-Terrasse des Oderbruches handeln.

5. Das Odertal unterhalb Oderberg

Ehe wir nun versuchen, das Bild des Küstriner Beckens vor und während des Pommerschen Stadiums zu zeichnen, müssen wir auf das Odertal unterhalb der Neuenhagener Oderinsel eingehen. In dem ganzen Gebiet zwischen dieser und der Gegend von Schwedt können wir im Odertal zunächst eine Terrasse mit etwa 6 m Auenabstand unterscheiden. Es ist die auf den Karten meist als das φ bezeichnete Terrasse. Sie ist, wie die andern, teils Erosions-, teils Aufschüttungsterrasse und folgt dem ganzen unteren Odertal, geht aber nicht in die Randowsenke hinein. Nach Süden hin ist sie nicht nur ins Küstriner Becken, sondern auch in das Frankfurter Odertal hinein zu verfolgen (vgl. Zeuner & Schulz 1931).

Über dieser Terrasse sind eine bis zwei höhere zu unterscheiden, die sich aber nicht immer scharf trennen lassen.

Westlich und nordwestlich Schwedt liegt in etwa 15 m + NN, dem westlichen Hochflächenrand angelagert, die breite Meyenburger Terrasse.

Die z. T. sehr groben Schotter, die sie zusammensetzen und die z. B. in der Meyenburger Kiesgrube aufgeschlossen sind, sind von H. Louis (1931) als Deltabildungen gedeutet worden, die ein von Nordwesten aus dem Randowtal kommender Schmelzwasserstrom in einen im Odertal vorhandenen Stausee vorgebaut haben soll.

Im Meyenburger Aufschluß zeigen aber die Schotter gar keine Deltaschichtung, sondern im wesentlichen schwebende Lagerung. Das Vorhandensein von viel grobem und teilweise noch gekritztem Material erklärt sich sehr einfach dadurch, daß die Meyenburger Schotter größtenteils durch Aufarbeitung einer Grundmoränenbank an Ort und Stelle entstanden sind. Im Aufschluß ist das ganz deutlich zu beobachten.

So trifft auch die Behauptung von B. Beschoren (1934, S. 423) nicht zu, daß sich die Meyenburger Terrasse „als vom Eis überdeckt erweise", weil sie „in ihrem Grobkies auch große Geschiebeblöcke führt". Diese sind, wie gesagt, durch Aufarbeitung eines an Ort und Stelle liegenden Geschiebemergels zu erklären.

Die Meyenburger Terrasse ist also nicht als Deltabildung, auch nicht als nochmal vom Eise überschrittene Terrasse, sondern als eine normale fluviatile Terrasse zu erklären. Bei einer gemeinsamen Besichtigung der Meyenburger Kiesgrube hat sich Herr Louis mit dieser Auffassung einverstanden erklärt.

Allerdings werden die Verhältnisse noch durch eins kompliziert: bereits die Geschichte dieses Gebietes in der Pommerschen Phase hat hier ihre Spuren hinterlassen.

Sowohl Randow- wie Odertal sind im Pommerschen Stadium zweifellos als subglaziale Rinnen angelegt worden. Hierauf hat m. W. zuerst E. Werth hingewiesen. In der Schwedter Gegend fand eine Vereinigung und wieder Teilung der Rinnen statt, die einerseits bis in die Gegend von Oderberg, andererseits in zwei Teilrinnen bis südlich Königsberg in der Neumark gingen.

Ein ganz wesentlicher Teil der Talbildung ist zweifellos subglazial geschehen, — bis zu welcher Tiefe und Breite, das ist natürlich im einzelnen nicht mehr festzustellen. Die Spuren dieser subglazialen Talbildung sind aber überall noch vorhanden: das Randowmoor, das Moor westlich Garz,

zahllose Rinnen, Becken usw. bei Schwedt bezeichnen subglaziale Becken und Kolke, in denen Resteis liegen blieb, das diese Hohlformen konservierte. Diese Eisklötze müssen noch zur Zeit der 12 m-Terrasse vorhanden gewesen sein.

Beim allmählichen Freiwerden der subglazialen Täler bildeten sich teilweise lokale Staubecken zwischen Eisrand und Talschluß — so im oberen Königsberger Tal. Vielleicht haben wir auch im Odertal zwischen Schwedt und Oderberg etwas ähnliches anzunehmen. Sichere Spuren davon sind allerdings nicht mehr vorhanden. —

Dagegen finden sich an mehreren Stellen der Talstrecke unterhalb von Oderberg Terrassen in etwa 36 m + NN. Ein ausgedehnter Rest in dieser Höhenlage ist zwischen Oderberg und Neuendorf vorhanden. Er ist teilweise nur als Verebnung im Geschiebemergel ausgebildet und schon auf der geologischen Spezialkarte verzeichnet.

Weiterhin ist auf der rechten Oderseite zwischen Bellinchen und Raduhn ein auffallender Knick im Ufergehänge fast genau bei 40 m + NN vorhanden. Auf der geologischen Karte sind die Talsande bis zu diesem Gehängeknick heraufgezogen.

Weiter nördlich sind im unteren Odertal nirgends Spuren dieser höheren Terrassen vorhanden. Sie enden, wie gesagt, bei Raduhn. Dies ist aber ein charakteristischer Punkt. Denn hier kreuzt die kurz hinter dem Pommerschen Stadium liegende Raduhner Endmoränenstaffel das Odertal. Man möchte annehmen, daß die erwähnten hohen Terrassenreste mit dieser Endmoränenstaffel in Zusammenhang stehen. Vielleicht sind sie durch Schmelzwässer gebildet worden, die noch nach Süden gingen und — vereint mit den Wässern des Küstriner Beckens — über die Eberswalder Pforte nach Westen abflossen.

B. Beschoren (1934, S. 424) glaubt, daß auch die tieferen Terrassen zwischen Schwedt und Oderberg von einem nach S fließenden Strom gebildet seien. Er meint, „daß die ∂ a s_t und ∂ a s_v -Terrassen südlich Schwedt in der Stillstandslage der Angermünder Staffel, nördlich Schwedt dagegen zur Zeit der Pencuner Phase entstanden sind als nach Süden geneigte[4]) schuttkegelartige Bildungen eines südwärts fließenden Schmelzwasserstroms, der von Oderberg an nach Westen seinen Abfluß durch die Eberswalder Pforte fand".

Diese Vorstellung ist schwer verständlich. Wennn es sich um nach Süden fallende Terrassen handelte, wie hätten dann die Wässer über die Eberswalder Pforte abfließen können, wenn die ∂ a s -Terrasse (an ihrer höchsten Stelle!) bei Hohensaathen und Glietzen in 16—20 m + NN liegt? Ganz abgesehen davon, kann kein Zweifel darüber bestehen, daß es sich um nach Norden fallende Terrassen handelt.

Ich glaube auch nicht, daß die Wässer im Niveau der 32 m-Terrasse noch durch die Eberswalder Pforte nach Westen abgeflossen sind. Sie hätten dann im Eberswalder Urstromtal eine deutlich in das höhere Niveau eingeschnittene Stufe hinterlassen müssen. Offenbar hat sich in diesem Niveau der Abfluß

4) Von mir gesperrt!

der Wässer durch das untere Odertal vorbereitet. Der Durchbruch der eigentlichen Endmoräne muß ja schon erfolgt gewesen sein — vgl. die oben erwähnte Anlagerung der 32 m-Terrasse an die Neuenhagener Endmoräne — wahrscheinlich durch Schmelzwässer der Raduhner Staffel. Bei weiterem Zurückweichen des lebendigen Eisrandes und beim Niederschmelzen des in der subglazialen Odertalrinne liegengebliebenen Toteises fanden dann die von S kommenden Wässer irgendwo die Möglichkeit eines Abfließens nach N durch das Odertal zwischen Oderberg und Schwedt.

Der weitere Abfluß ging offenbar zunächst durch das Randowtal. Dieses ist, wie das Odertal, eine zunächst subglazial angelegte Furche. Aber es muß später von einem nach Norden fließenden Strom durchflossen worden sein. Die heutigen Ufer des Randowtales sind zweifellos die eines subaërisch fließenden Stromes, nicht die einer subglazialen Furche. Solche regelmäßigen Ufer, wie sie das Randowtal hat, erzeugt nur ein in verhältnismäßig engem Tal fließender breiter Strom. Die Talränder nicht veränderter subglazialer Täler sehen anders aus. Sie sind vor allem viel unregelmäßiger. Der subaërische Strom, der die Meyenburg-Passower 15 m-Terrasse schuf, muß durch das Randowtal nach Norden geflossen sein, und zwar im Gebiet des heutigen Randow-Moores über einen mächtigen Resteisklotz hinweg.

5. Zusammenfassende Betrachtung

Aus dem häufigen Auftreten von Bändertonen fast in der ganzen Umrandung des Küstriner Beckens geht hervor, daß hier jedenfalls eine alte Hohlform vorliegt.

Vielleicht handelt es sich um ein Gebiet langdauernder epirogenetischer Senkung. Durch die Bändertone, die vielleicht weichseleiszeitisch sind, vielleicht auch älter, jedenfalls vor der letzten Eistransgression liegen, fand wahrscheinlich eine teilweise Ausfüllung der Hohlform statt. Aber mutmaßlich bestand sie noch in Form einer flachen Mulde weiter. In dieser blieb wahrscheinlich in dem Zeitabschnitt nach dem Frankfurter Stadium ein breiter flacher Eiskuchen liegen.

Im ältesten Abschnitt dieser Phase bestand im südlichen Randgebiet der oben geschilderte 60 m-Stausee, der nach SW zum Berliner Tal überfloß. In späteren Abschnitten fand ebenfalls — in der Göritzer Phase — noch ein Abfluß nach SW zum Berliner Tal statt, gleichzeitig vielleicht ein solcher durch das Rote Luch ebenfalls zum Berliner Tal.

Im Norden ging der Eisrand unter mannigfachen Schwankungen und neuen Vorstößen (vgl. für das östliche Deutschland P. Woldstedt 1931 und H. G. Ost 1933) auf das Pommersche (Baltische) Stadium zurück. In dieser Phase wurde die Baltische Hauptterrasse geschaffen, die auch in der Hauptsache das Zwischenstromland zwischen Warthe und Netze aufbaut.

In dieser Hauptphase des Pommerschen Stadiums dürfte ein Abfluß der Wässer durch die Eberswalder Pforte nach Westen stattgefunden haben. Dort finden wir überall dieselben nach Westen fallenden fluviatilen Schotter, die wir am Südrand des Küstriner Beckens antreffen und die wir oben geschildert haben.

Die Talwasserscheide in der Eberswalder Pforte liegt heute bei Liebenwalde in etwa 41 m + NN. Wenn hier auch eine geringe spätere Aufhöhung (vor allem auch durch Flugsand) anzunehmen ist, so kann das doch im Ganzen nicht viel ausmachen. Wir sahen oben, daß die baltische Hauptterrasse von Kriescht bis Niederfinow kein Gefälle mehr zeigt, sondern bei etwa 36 — 37 m + NN konstant bleibt, um dann von Niederfinow bis Liebenwalde wieder um einige Meter anzusteigen. Man wird deshalb wohl kaum umhin können, hier doch eine spätere tektonische Verbiegung anzunehmen, wie dies H. Louis (Vortrag auf dem Internationalen Geographen-Kongreß in Warschau) und H. G. Ost (1935) tun. Ob man dabei mehr an eine epirogenetische Aufwölbung des Gebietes westlich Eberswalde denken will oder an eine noch weiter andauernde, spätere epirogenetische Einmuldung des Küstriner Beckens, muß offen bleiben. Doch muß berücksichtigt werden, daß anscheinend die älteren Seeböden mit ihrem 60 m-Überlauf ziemlich unverbogen sind.

Ob der Ablauf durch die Eberswalder Pforte lange gedauert hat, wissen wir nicht. Anzunehmen ist es nicht. Vielleicht hat in einer ältesten Phase noch ein Abfluß durch das Frankfurter Odertal zum Berliner Haupttal stattgefunden. Und sehr bald später ist der Abfluß bereits bei Oderberg nach Norden gegangen, worauf gleich näher einzugehen ist.

Ob schon im Beginn der Phase die Warthe und die Weichsel durch das Küstriner Becken und die Eberswalder Pforte abflossen, ist bisher nicht mit Sicherheit zu sagen. Vielleicht war das nicht der Fall — das würde jedenfalls zu dem wenig ausgeglichenen Charakter des „Thorn—Eberswalder Tals" besser passen. Vielleicht fand dieser Abfluß nur in einer ganz kurzen Schlußphase statt.

Wir gewinnen jetzt ein gewisses Verständnis dafür, daß das Thorn—Eberswalder Tal etwas so Unausgeglichenes hat, weswegen ja auch seine Urstromtalnatur so oft bestritten worden ist. Drei Punkte sind dabei von Wichtigkeit.

1. Noch lange nach dem Frankfurter Stadium ist, wie Zeuner und Schulz (1931) nachgewiesen haben, die Oder durch die Fürstenwalder Pforte nach Westen abgeflossen. Sie hat dies offenbar auch noch während des Pommerschen Stadiums getan. Wir haben jedenfalls im Frankfurter Odertal keinerlei der Hauptterrasse des Küstriner Beckens entsprechende Terrassen, die eine Verbindung nach Norden hin in dieser Zeit angeben würden. Die gesamten von der Oder gesammelten Wässer sind also wohl niemals durch die Eberswalder Pforte, sondern sehr lange durch die Fürstenwalder Pforte und dann sofort durch das untere Oder- und Randowtal abgeflossen.[5])

2. Zwischen dem Frankfurter und dem Pommerschen Stadium haben wir im Osten eine ganze Reihe von Zwischenstaffeln (vgl. Woldstedt 1931). Noch die Kolmarer Staffel querte das „Thorn—Eberswalder Tal", so daß in dieser Phase Wässer von der Weichsel höchstens auf dem Umwege über das Posener Warthetal ins Küstriner Becken gelangt sein könnten. Ob dies der Fall war, bedarf noch näherer Untersuchung.

5) Insofern hat E. Wunderlich (1917, S. 67) recht, wenn er bezweifelt, daß bei Niederfinow glazial gestautes Oderwasser in das Elbegebiet hinübergeflossen sei. Das Oderwasser kam der Elbe durch das Berliner Tal zu.

Später, während das Eis auch im Osten zurückgewichen war, muß dann Weichselwasser durch den Bromberger Paß nach Westen abgeflossen sein. Das war aber sicher nur ein kurzer Zeitabschnitt. Dieses Wasser muß seinen Weg wohl auch über die Eberswalder Pforte genommen haben.

Es ergibt sich also folgendes:

Die Oder mit ihren gesamten Nebenflüssen ist niemals dem Thorn—Eberswalder Urstromtal zugekommen, die Warthe und Weichsel wahrscheinlich nur in einer relativ kurzdauernden Phase. Das erklärt vieles in der Unregelmäßigkeit der Talbildung beim Thorn—Eberswalder Urstromtal.

Mit dem Abbau des Pommerschen Stadiums und seiner folgenden kleineren Staffeln (Raduhner Staffel usw.) erfolgte der Durchbruch durch das untere Odertal. Er muß sehr schnell vor sich gegangen sein. Im Engtalabschnitt zwischen Oderberg und Schwedt ist es nicht zur Ausbildung deutlicher Terrassen in höheren Lagen, sondern nur zur Ausbildung ausgeprägter Gleit- und Prallhänge gekommen, auf die auch v. Bülow (1934, S. 39) hinweist. Erst mit den tieferen Terassen ist dann ein stabiler Zustand eingetreten. Der erste Halt geschah im Niveau der Terrasse mit 12 m-Auenabstand. In dieser Phase bestand bereits eine durchgehende Verbindung zwischen dem Frankfurter Odertal und der Randowsenke (vgl. Solger 1907 und Wahnschaffe 1915). Im Niveau derselben Terrasse (Meyenburger Terrasse bei Schwedt) fand die weitere Gabelung zwischen dem Randowtal und dem untersten Odertal bei Garz statt. Die tiefste Terrasse (ca. 6 m über Aue) geht nur durch das zuletztgenannte Tal.

Die Gefällsverhältnisse im Abschnitt zwischen Oderberg und Schwedt bieten gewiß ein merkwürdiges Bild. Die 32 m-Terrasse zeigt von Wriezen bis Bralitz kaum ein Gefälle. Dann setzt mit einem Male ein stärkeres Gefälle ein. Ist die zwischen Oderberg und Hohensaathen liegende ebene Fläche der Staatsforst Breitelege wirklich ihre Fortsetzung — und ich glaube nicht, daß man daran zweifeln kann — so beträgt das Gefälle auf dieser kurzen Strecke bereits einige Meter.

Es wurde oben schon darauf hingewiesen, daß die Terrassen in der Engtalstrecke zwischen Oderberg und Schwedt ausgeprägt als Gleithänge entwickelt sind und daß der Durchbruch nach Norden und die Tieferlegung sehr schnell erfolgt sein muß. Es ist aber noch ein Zweites zu berücksichtigen. Die Terrassen müssen teilweise über versenktem Eis im Untergrund gebildet worden sein. Die mehrfach erwähnte Terrasse von Forst Breitelege zeigt eine ganze Reihe kleiner und größerer geschlossener Hohlformen. Sie sind zweifellos durch verschüttetes Eis zu erklären, das vielleicht in nach der Talmitte zunehmender Dicke unter dem Terrassengebiet lag. Auch der Gleithang südlich Peetzig (Bl. Zachow) zeigt in der Hohenlübbichower Forst zahlreiche Spuren versenkten Eises. —

In den ganzen bisherigen Ausführungen ist auf die Frage eines nach dem Pommerschen Stadium vorhandenen ausgedehnten Stausees, wie er von H. Louis (1931) angenommen wurde, nicht eingegangen. Es soll das hier noch kurz geschehen.

Sichere Anzeichen eines über größere Gebiete sich erstreckenden Stausees postbaltischer Zeit sind bisher nicht vorhanden, weder im Küstriner Becken, noch im unteren Odertal.

Wie wir oben sahen, kann die Meyenburger Terrasse nicht als Stausee-Anzeichen gedeutet werden. Die Schotter der Wriezener 32 m-Terrasse sind zwar zum großen Teil echte Deltabildungen. Aber m. W deutet auch Louis sie heute nur als lokale Bildung, d. h. als Schüttung in ein vielleicht durch Eisausschmelzung entstandenes Loch.

Die von Louis beschriebenen Profile von Säpzig, Lunow und Niederkränig sind in ihrer Auffassung nicht so eindeutig, daß sie unbedingt die Annahme eines Stausees erforderten. Es bleiben eine Reihe von Kanten im westlichen Randgebiet des Oderbruchs, die möglicherweise Seespiegelanzeichen sind. Wenn das wirklich der Fall ist, so bleibt immer noch nachzuweisen, daß es sich um ein weiter verbreitetes Niveau handelt. Ausgeschlossen ist dies natürlich nicht und weitere Untersuchungen, die gerade für die jüngere Geschichte des Küstriner Beckens noch unbedingt erforderlich sind, haben hierauf ihr besonderes Augenmerk zu richten. Einen irgendwie maßgeblichen Einfluß auf die Formen hat aber eine eventuell anzunehmende postbaltische Stauseephase nicht gehabt.

Schriftennachweis

Beschoren, B.: Über jungdiluviale Staubeckentone zwischen Havel und Oder. — Dies Jb. f. 1934, **55**, S. 395—428. 1934.

von Bülow, K.: Zum Problem der „Eberswalder Pforte". — Ebendort, **55**, S. 28—43. 1934.

Dammer, Br.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Neumark 1:100 000. (mit Erläut.). — Preuß. geol. L.-A. Berlin 1930.

Flint, R. F.: The stagnation and dissipation of the last ice-sheet. — Geogr. Review, **19**, S. 256—289. New York 1929.

Keilhack, K.: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises usw. — Dies Jb., **19**, S. 90—152. 1899.

Krause, P. G.: Über Oser, Sander und Terrassen bei Eberswalde. — Dies Jb., **46**, S. 324—341. Berlin 1926.

Louis, H.: Die Talgeschichte der mittleren und unteren Oder. — Z. Ges. Erdkunde Berlin 1931, S. 175—192.

Ost, H. G.: Morphologische Studien im Drage- und Küddowgebiet. — Abh. u. Ber. nat.-wiss. Abt. Grenzmärk. Ges. z. Erforsch. d. Heimat, **7**, S. 3—68. Schneidemühl 1933.

— : Neue Anschauungen zur Entwicklungsgeschichte eines norddeutschen Urstromtals. — Z. f. Gletscherkunde, **22**, S. 96—108. 1935.

Solger, Fr.: Die Entstehung des brandenburgischen Odertals. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, Mber. S. 230—253. 1907.

— : Geologie [des Oderbruchs]. — In: Das Oderbruch, herausg. von P. F. Mengel, Bd. I, S. 25—84. Eberswalde 1930.

Wahnschaffe, F.: Über das Quartär und Tertiär bei Fürstenwalde an der Spree. — Dies Jb., **36**, II, S. 343—395. 1915.

Woldstedt, P.: Über Eisrandlagen in Ostdeutschland und Polen usw. — Dies Jb., **52**, S. 59—67. 1931.

Wolff, W.: Die Entstehung der mecklenburgischen Seenplatte. — Der Naturforscher, **1**, S. 397—402. 1925.

Wunderlich, E.: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes I. Das Gebiet zwischen Elbe und Oder. — Geogr. Abh., N. F. **3**. 1917.

Zeuner, Fr. & Schulz, G.: Die Entwicklung des Entwässerungssystems des Landrückens zwischen Warthe und Oder seit der letzten Eiszeit. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. **65**, B, S. 197—287.

Urschrift eingegangen am 23. Oktober 1935.
Druckauftrag erteilt am 22. Januar 1936.

Die Schichtenfolge des Devons bei Soetenich in der Eifel

Von W. Erich Schmidt

Hierzu Tafel 25

Einleitung

Seit 1932 ist die Kartierung der Eifelkalkmulden in den Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt aufgenommen worden, und zwar ist zunächst die Mulde von Sötenich untersucht worden. Im Auftrage meiner Behörde habe ich in den Jahren 1932—1934 im ganzen 7 Monate auf die Untersuchungen in der Sötenicher Mulde verwandt. Obwohl noch in keiner Beziehung ein Abschluß dieser Arbeiten erreicht worden ist, und obwohl weder die Stratigraphie des Mitteldevons dieser Mulde noch die Altersbeziehung der hier zu unterscheidenden Schichtenglieder zu denjenigen der südlicheren Kalkmulden geklärt ist, scheint mir die Veröffentlichung einer Spezialkarte von Sötenich zweckmäßig, da sie anderen Forschern eine bessere Grundlage für biostratigraphische Untersuchungen geben wird als vordem. Die Gegend von Sötenich wird ja auch viel von Studierenden unseres Faches benutzt, und daher wird die Karte und der Text als Führer durch die Kalkbrüche gute Dienste leisten. Diese Karte muß ich leider veröffentlichen, bevor die Fauna der Kalke genügend durchgearbeitet worden ist; das ist wohl zu entschuldigen, weil ihre Herausgabe ja den faunistischen Studien vorausgehen soll. Es ist auch heute schon klar, daß die völlige Klärung der Stratigraphie der Eifelkalkmulden nur durch die Zusammenarbeit von mehreren Spezialisten in Devonfaunen gelingen wird.

Über die Entstehung der Topographie der beigegebenen geologischen Karte sei kurz bemerkt, daß ich in der an Steinbrüchen so reichen Gegend von Sötenich mit der Darstellung des Meßtischblattes Mechernich nicht ausgekommen bin, weil sehr viele Brüche nicht eingetragen waren und weil namentlich auf dem Scheid die Brüche z. T. an unrichtiger Stelle in der Karte verzeichnet waren. Auf der mechanisch auf den Maßstab 1:5000 gebrachten Darstellung des Meßtischblattes habe ich die Topographie vollständig revidiert und ergänzt, und so ist die topographische Unterlage der beigegebenen geologischen Karte von Sötenich entstanden.

Nach Abschluß der topographischen und geologischen Arbeiten im Gebiet des Kärtchens hat sich schon manches geändert. So ist inzwischen am Westende des großen Wachtbergbruches für den Bau des neuen Zementofens die Wand, aus der der Römerkanal hervorragte, fortgebrochen worden und ist in der starken Schleife der Urftstraße südlich vom Spick ein neuer Bruch entstanden, so daß die in dem Kärtchen dargestellte Verwerfung nicht mehr so gut zu erkennen ist. Die größte Änderung des geologischen Bildes betrifft

die Gegend von Sötenich, wo mir erst kürzlich bekannt gewordene Fossilfunde sehr wahrscheinlich eine Umdeutung notwendig machen werden. Der Kalk α wird nicht an die Basis, sondern in die Schichtenfolge des Unteren Mittel-Mitteldevons gestellt werden müssen.

I. Geschichtlicher, kritischer Überblick über die geologische Erforschung der Sötenicher Kalkmulde.

Die Geschichte der Anfänge der geologischen Erforschung der Devonischen Formation im rheinischen Schiefergebirge und die ersten Versuche der Deutung des relativen Alters der verschiedenen damals unterscheidbaren sandig-tonigen und kalkigen Schichtenglieder hat E. Kayser (1871, S. 289—300) sachlich richtig und anschaulich geschildert, hier sollen nur die Etappen der geologischen Erforschung der Sötenicher Mulde im besonderen dargestellt werden.

Die ersten geologischen Beobachtungen in der Sötenicher Mulde sind von E. Beyrich (1837, S. 9) mitgeteilt worden, der auf Grund der Fossilführung die Gleichaltrigkeit der Kalke von Sötenich mit denjenigen von Paffrath nachgewiesen hat: für das Obere Mitteldevon wendet Beyrich als erster den Namen *Strygocephalus*-Kalkstein an. In der wichtigen Arbeit F. Roemers (1844, S. 16—19) werden manche Einzelheiten über die Sötenicher Mulde genannt, beispielsweise, daß der Dolomit das Innerste der Mulde erfüllt, daß bei Sistig „Marmor" gebrochen worden ist, daß die oberste grauwackenführende Schichtenfolge unter dem Eifelkalk wie noch heutigen Tages von den Eifelbewohnern als „Hassel" bezeichnet wird, und endlich wird der Roteisenstein innerhalb der *Cultrijugatus*-Zone sowie der Brauneisenstein und der Fossilreichtum am Girzenberg bei Sötenich erwähnt. Bemerkenswert ist auch, daß von Sistig, Sötenich und Eiserfey eine Übergangsschicht an der oberen Grenze des Unteren Mitteldevons mit *Terebratula prisca* (= *Atrypa reticularis* L.), großen Crinoidenstielgliedern und großen Exemplaren von *Streptorhynchus umbraculum* Schlh. genannt wird. Die Arbeit Steininger's (1853) bringt die erste geologische Karte der Eifel, in der neben den südlichen Kalkmulden auch die Sötenicher Mulde, in ihrer nordöstlichen Hälfte allerdings noch sehr ungenau, umgrenzt wird. Bemerkenswerter Weise haben weder Steininger noch Schnur Fossilien aus der Sötenicher Mulde beschrieben. Baur (1846 und 1848) hat die oberste Rotschieferzone des Unterdevons unter der Bezeichnung: „Oberste Grauwacken und rote Schichten" als stratigraphische Einheit unter den Kalkschichten erkannt und hat in der zweiten Arbeit ein Profil durch den mittleren Teil der Mulde bei Holzheim gebracht. Baur erklärt, nebenbei bemerkt, (1846, S. 400) die Faltung des rheinischen Schiefergebirges ganz klar im Sinne Haarmanns als Gleitfaltung, hervorgerufen durch eine Hebung der Erdkruste im Süden des Gebirges.

Einen neuen Anstoß erhielt die geologische Erforschung der Sötenicher Mulde durch das Erscheinen der grundlegenden Arbeit E. Kaysers (1871). Für die „obersten Grauwacken und roten Schichten" Baurs führt Kayser hier die in der Folgezeit oft mißverstandene Bezeichnung „Vichter Schichten" ein, deren unterdevonisches Alter er durch Fauna belegt hat. *Spirifer cultrijugatus* F. Roem. kannte Kayser in dieser Rotschieferzone der Eifel noch nicht, wohl aber in den von ihm als gleichaltrig erkannten Schichten im Liegenden der Calceolaschichten bei Couvin und Vireux. Die *Cultrijugatus*-Zone Kayser's

umfaßt nur die kalkigen, dieses Leitfossil enthaltenden Schichten an der Basis der *Calceola*-Schichten und über dem Roteisensteinflöz. Zur Erläuterung seiner Auffassung gibt Kayser eine sehr ins Einzelne gehende Beschreibung der *Cultrijugatus*-Zone und ein Profil durch den Eulenkopf bei Eiserfey; hier bestehen diese Grenzschichten aus einem mehrfach wiederholten Wechsel von Kalken mit Grauwacken und bunten Schiefern. Die grauwackenführende Rotschieferzone, die auf der rechten Urftseite unterhalb von Sötenich in alten Steinbrüchen aufgeschlossen ist, wird von Kayser mit den obersten versteinerungsreichen Grauwacken-Schichten von Prüm verglichen, die crinoiden- und eisenreichen Kalke auf der linken Flußseite südlich von der Urftbrücke werden als *Cultrijugatus*-Zone und als Basis der *Calceola*-Schichten bestimmt. Die Abgrenzung der unteren von den oberen Stringocephalenschichten versucht Kayser auch in der Sötenicher Mulde durch die Aufsuchung der neu aufgestellten Crinoidenschicht zu lösen, ohne jedoch zu überzeugen. Die Crinoidenschicht soll wenige Schritt nördlich vom Ausgang der Münchenrather Schlucht über den Nordhang des Wachtberges streichen. Kayser kann mit dieser Crinoidenschicht nur die *Reticularis*-Mergel Quiring's am westlichen Ende des Wachtbergbruches gemeint haben. Kayser und Berger geben aus dieser Crinoidenschicht auch *Stringocephalus burtini* Defr. an, was ich bisher nicht bestätigen kann. Schließlich ist noch die Angabe dieser Arbeit wichtig, daß in den vererzten und dolomitisierten Kalken des Girzenberges bei Sötenich große Exemplare von *Uncites gryphus* Schloth. häufiger sind.

Im Jahre 1883 ist die für die weitere Erforschung der Eifelkalkmulden richtunggebende Dissertation von Eugen Schulz erschienen. Diese Arbeit befaßt sich zwar nicht mit der Sötenicher Mulde, aber die hier angewendeten Methoden der Verfolgung und kartographischen Darstellung von petrographisch oder durch Fossilinhalt ausgezeichneten Kalkbänken ist für den Fortgang der Erforschung des Eifler Mitteldevons von großem Einfluß gewesen. Abweichend von den bisherigen Gepflogenheiten wird in dieser Arbeit die ganze *Cultrijugatus*-Zone in das Unterdevon gestellt, und das Mitteldevon wird statt in 2 Abteilungen in 3 faunistisch noch nicht hinreichend gekennzeichnete Abteilungen gegliedert. Die späteren Erforscher des Eifelkalkes haben nun immer wieder den Fehler begangen, daß sie die teils petrographisch teils faunistisch charakterisierten Schichtenglieder, die E. Schulz in der Hillesheimer Mulde aufgestellt und abgegrenzt hat, auch in den anderen Mulden glaubten wiedererkennen zu müssen, obwohl fast jede Eifelkalkmulde ihre eigenen faziellen Eigentümlichkeiten besitzt und daher auch eine eigene stratigraphische Gliederung verlangt.

Frech (1886) widmet in der stratigraphischen Einleitung seiner wichtigen Korallenarbeit der Sötenicher Mulde viel Aufmerksamkeit. Im Widerspruch zu den Angaben E. Schulz' will er *Amphipora ramosa* (Phill.) im „oberen Korallenkalk", also im „mittleren Mitteldevon", von Sötenich gefunden haben, ohne zu erklären, wo hier der „obere Korallenkalk" zu finden sei. Frech entscheidet sich für die Zweiteilung des Mitteldevons und erklärt, daß das mittlere und obere Mitteldevon E. Schulz's genau dem Stringocephalenkalk Kayser's entspricht. Die Geologie von Sötenich hat Frech durch die genaue Beschreibung dieses Kalkprofils sehr wesentlich gefördert. Frech hat als Crinoidenschicht Kayser's offenbar eine tiefer liegende Kalkfolge angesprochen als Kayser, denn er sagt (1886, S. 33) daß die Crinoiden-

schicht halbwegs zwischen den letzten, d. h. südlichsten Häusern von Sötenich und dem Ausgang der Münchenrather Schlucht an der Straße Sötenich—Dalbenden ansteht und daß diese Schicht aus mergeligen, unreinen Kalken besteht.

Nach der Beschreibung und nach der Ortsangabe kann Frech nur den Kalk β meiner Karte gemeint haben. Daß ich mit dieser Auslegung Frech richtig verstanden habe, geht daraus hervor, daß er im nächsten Absatz ausdrücklich erklärt, daß die Crinoidenschicht von Sötenich identisch mit den Kalken sei, die gegenüber der Station Urft anstehen und in denen er neben *Productella subaculeata* auch *Stringocephalus* gefunden haben will. Das Urteil Frech's über die Identität dieser beiden Kalke ist richtig, beide enthalten aber nicht *Stringocephalus burtini* Defr., sondern *Spirifer steinmanni* E. Schulz. Die unteren Stringocephalen-Schichten Frech's von Sötenich (12—14 m) habe ich ebenfalls noch zum Kalk β gerechnet und zwar nach den Angaben Frech's mit Recht, denn er hebt *Cyathophyllum darwini* Frech als Leitfossil dieser Schichten hervor. Die Mittleren Stringocephalen-Schichten Frech's sind die in dem großen Wachtberg-Bruch aufgeschlossenen Kalke, und hier wird zum ersten Male die *Bornhardtina*-Schicht erwähnt, das Fossil selbst allerdings verkannt und als *Stringocephalus* bezeichnet. Die Oberen *Stringocephalen*-Schichten Frech's sind im wesentlichen die Kalke des neuen Bruches südlich von der Münchenrather Schlucht. Die jetzt von mir als Sötenicher Schwarzmergel bezeichnete Leitschicht ist wahrscheinlich damals noch nicht gut aufgeschlossen gewesen, denn Frech erwähnt sie nicht. Den Abschluß des Profils nach oben bilden nach Frech die dolomitisierten Kalke, in denen nach Kayser *Uncites gryphus* Schloth. vorkommen soll. Frech hat sich zwar nicht an die Gliederung der Hillesheimer Mulde von E. Schulz gehalten und hat versucht, auf eigene Beobachtungen gestützt, das Sötenicher Profil zu deuten, aber seine Abteilungen der Sötenicher Stringocephalen-Kalke sind petrographisch und faunistisch so verschwommen definiert, daß nach seinen Richtlinien eine Kartierung der Kalke von Sötenich wohl niemals hätte gelingen können.

Zeitlich folgt nun die Entdeckung der Sötenicher „*Caiqua*-Schicht" durch F. Winterfeld (1898, S. 5—7) deren stratigraphische Lage an der Basis des Mitteldevons richtig erkannt worden ist. Mir schien es beim Entwurf des Kärtchens richtiger, sie in die kalkige *Cultrijugatus*-Zone Kayser's zu setzen als in die Vichter Schichten in deren Liegendem, wohin Winterfeld sie stellt.

Die Entdeckung dieser „*Caiqua*-Schichten" war für E. Schulz (1914), da ihre stratigraphische Lage schlecht mit der in der Hillesheimer Mulde erkannten Lage einer ähnlichen Schicht harmonierte, die Anregung, der stratigraphischen Lage der vier bankbildenden großen Brachiopoden der Eifel nachzugehen und durch die Veröffentlichung seiner Ergebnisse, die neuere Periode der Erforschung des Eifelkalkes auf den richtigen Weg zu leiten. Für die Erforschung der Sötenicher Mulde ist in dieser Arbeit folgendes wichtig. Bei Dahlem in der Blankenheimer Mulde und bei Marmagen, am Stockert bei Holzheim, am Rothenberg bei Wachendorf in der Sötenicher Mulde hat E. Schulz Kalke mit Mergeln, die den von ihm aufgestellten *Spirifer steinmanni* enthalten, gefunden. Aus dem Schichtenverbande und aus der begleitenden Fauna hat er geschlossen, daß die Schichten mit *Spirifer steinmanni* dem mittleren Korallenkalk der Hillesheimer Mulde entsprechen, der von dem Korallenmergel mit der *Amygdalina*-Schicht überlagert wird. Für die den Korallenmergeln gleichgesetzten *Reticularis*-Mergel Quiring's führt er den

zweckmäßigeren Namen Dahlemer Schiefer ein. Daß seine Beobachtungen in der nordöstlichen Hälfte der Sötenicher Mulde ihn dazu geführt haben, Quiring's Wachendorfer Stufe mit dessen Hembüchelstufe zu vereinigen, ist für uns deshalb von Bedeutung, weil er auf anderem Wege ebenfalls dazu gekommen ist, die Wachendorfer Stufe im Schichtenprofil tiefer, als es Quiring getan hat, einzuordnen. Sehr wichtig ist für uns noch, daß Schulz von keinem Fundpunkt angibt, daß *Spirifer steinmanni* und *Stringocephalus burtini* zusammen vorgekommen sind. Weiter ist für die Stratigraphie der Sötenicher Mulde von großer Bedeutung, daß Schulz *Bornhardtina uncitoides* (= *B. laevis* M'Coy) als eine Leitform des Oberen Korallenkalkes erkannt und auf beiden Seiten des Urfttales in den Steinbrüchen nachgewiesen hat.

In seiner Entgegnung auf die Angriffe E. Schulz' beschränkt sich Quiring (1915) im wesentlichen auf die Verteidigung seiner Stratigraphie des Mitteldevons der nordöstlichen Hälfte der Sötenicher Mulde hauptsächlich unter Hinweis darauf, daß durch seine Kartierung am nordöstlichen Ende der Mulde das regelmäßige Umlaufen der von ihm unterschiedenen Schichtenglieder nachgewiesen sei und die Überlagerung der Hembüchelkalke durch Kirspenicher Plattenkalke und Wachendorfer Kalke erwiesen werde. Auf die durch die Auffindung des *Spirifer steinmanni* in seiner Wachendorfer Stufe notwendig gewordene Revision seiner Stratigraphie geht Quiring nicht ein. Gegen die Gleichsetzung der Dahlemer Schiefer mit seinen *Reticularis*-Mergeln ohne bessere Begründung protestiert Quiring von seinem Standpunkt aus mit Recht.

Ludw. Berger (1909) hat die Aufschlüsse von Sötenich gründlich untersucht und einzelne Bankfolgen nach besonderen Merkmalen beschrieben, ist aber in stratigraphischer Beziehung nicht über Kayser und Frech hinausgekommen, und das Ergebnis seiner Arbeiten wird dadurch sehr beeinträchtigt, daß er ohne weitere Begründung das Sötenicher Schichtenprofil in E. Schulz' stratigraphische Gliederung des Hillesheimer Mitteldevons schematisch hineingepreßt hat. Die Unterlage der Kalkschichten hat er am Nordwestrand der Mulde völlig verkannt, da er die Vichter Schichten, von ihm Sötenicher Hasselschiefer genannt, nach Westen auskeilen läßt und die mergeligen fossilreichen *Calceola*-Schiefer westlich von Rinnen als fazielle Vertreter dieser Schichten anspricht. Als Crinoidenschicht faßt er mit Kayser die *Reticularis*-Mergel am Westrand des großen Wachtbergbruches und in den beiden langgestreckten Brüchen am Nordhang dieses Berges auf; auch er will in diesen Schichten *Stringocephalus burtini* Defr. gefunden haben. Hervorzuheben ist aber, daß Berger einen Dolomit, den er als Loogher Dolomit anspricht, als horizontbeständig erkannt hat. Richtig durchschaut hat er das Sötenicher Kalkprofil nicht, sonst würde er die hier als Sötenicher Schwarzmergel bezeichneten Schichten bestimmter als einheitliches Schichtenglied hervorgehoben haben. Einer schwachen sattelförmigen Aufwölbung der Kalke des Scheidkopfes von Sötenich hat er eine zu große Bedeutung beigelegt; die Kartendarstellung ist sehr unvollkommen und schematisch.

Bei seinen Riffkalkstudien gliedert M. Heinrich (1914) auch die Schichtenfolge des Wachberges von Sötenich von den *Reticularis*-Mergeln (Schicht I) bis zu dem *Bornhardtina*-Kalk (Schicht XI) und den Schneckenkalken (Schicht XII). Die Schichten I bis V (die *Mediotextus*-Kalke Ritz') tragen nach Heinrich noch nicht den Charakter des Außenriffes und werden noch zum Unteren Mitteldevon gerechnet, was offenbar verfehlt ist; das Obere Mittel-

devon beginnt nach ihm erst mit Schicht V, d. i. mit einer Bank von *Amphipora ramosa* (Phill.), von der aufwärts die Kalke den Charakter eines Außenriffes besitzen sollen. Die *Bornhardtina*-Schicht ist seine Schicht XI, die Schneckenkalke Schicht XII, obwohl in Wirklichkeit die Lagerung beider Schichten umgekehrt ist.

Unwahrscheinlich und unerklärlich ist die Angabe Schiesberg's, die Heinrich mitteilt, daß in einem in den Schneckenkalken vor langen Jahren getriebenen Stollen *Uncites gryphus* Schloth. gefunden sein soll. Im ganzen gesehen, bringt die Arbeit Heinrichs für die Stratigraphie von Sötenich keine wesentlichen Fortschritte, enthält vielmehr einige offenbare Irrtümer. Die Einteilung der Sötenicher Kalkserie in Kalke der Lagune und solche des Außenriffes ist durchaus nicht überzeugend.

Nach Berger hat die Nordosthälfte der Sötenicher Mulde eine Reihe von Bearbeitern gefunden. A. Fuchs hat bei Bearbeitung des Blattes Euskirchen der geologischen Spezialkarte eine eigene den örtlichen Verhältnissen angepaßte Gliederung durchgeführt, hat aber doch Beziehungen zu der stratigraphischen Einteilung des Hillesheimer Mitteldevons herzustellen versucht unter Beibehaltung der von der Geologischen Landesanstalt bevorzugten Zweiteilung des Mitteldevons. Fuchs teilt die *Cultrijugatus*-Zone in einen unterdevonischen Abschnitt der keine roten Tonschiefer führt und durch dunkelbraun verwitternde Kalksandsteine, gelegentlich auch durch Roteisensteinlagen und durch kalkige Schiefer ausgezeichnet ist, und in einem mitteldevonischen, als untere Eifelschichten bezeichneten, aus Mergelschiefern mit Knollenkalken unten und mit Plattensandsteinen oben zusammengesetzten Abschnitt. Die Vergleichung dieser unteren Eifelschichten mit dem Nohner Kalk und Nohner Schiefer ist vermutlich nicht richtig, denn E. Schulz nennt *Spirifer cultrijugatus* F. Röm. nicht aus seinen Nohner Schichten. Als mittlere Eifelschichten werden Favositidenkalk, Brachiopodenkalk, Korallenkalk und eine den oberen Abschluß bildende feste Brachiopodenbank bezeichnet. Fuchs unterscheidet über dieser, als Obere Eifelschichten (Kirspenicher Plattenkalk) zusammengefaßt, helle und dunkle Plattenkalksandsteine, erstere mit einer stärkeren Crinoidenkalkbank. Bemerkenswert ist, daß Fuchs die Kirspenicher Plattenkalksandsteine richtig noch ins Untere Mitteldevon stellt im Gegensatz zu Quiring, der sie schon ins Obere Mitteldevon rechnet. In den dunklen Plattenkalksandsteinen kommen auch bestimmbare Pflanzenreste vor. Im Oberen Mitteldevon unterscheidet Fuchs geschichtete, etwas knollige Kalke und Dolomite. Die Angabe, daß *Stringocephalus burtini* Defr. in den Kalken vorkomme, kann nicht bestätigt werden; es handelt sich nicht um das genannte Fossil, sondern um *Spirifer steinmanni* E. Schulz, welche Art damals noch nicht erkannt war. Diese angeblichen Stringocephalenkalke sind der Kalk β meiner Kartendarstellung, während ich die Dolomite für Oberes Mitteldevon halte, obwohl das Leitfossil bisher darin noch nicht gefunden ist.

Quiring (1914), der bewußt eigene Wege in der Gliederung der Schichten des Mitteldevons gegangen ist, bringt eine gute Spezialkarte der ganzen nordöstlichen Hälfte der Sötenicher Mulde zwischen Pesch und Harzheim im Südwesten und Kirchheim im Nordosten, wo sich die Mulde aushebt. Quiring hat sich bemüht, die schwer zu gliedernde kalkige Schichtenfolge nach petrographischen und faunistischen Merkmalen zu gliedern und zu kartieren mit Hilfe einer Reihe von genau beschriebenen Leitbänken oder -ge-

steinen. Im Nordosten wird die Gliederung durch das Auftreten zweier Schichtenglieder mit Kalksandsteinen erleichtert, der noch zum Unteren Mitteldevon gerechneten Ohlesbergschichten und der fälschlich schon zum Oberen Mitteldevon gerechneten Kirspenicher Plattenkalksandsteine, die im Westen verschwinden und auch von Quiring nur im Nordosten als zusammenhängendes Schichtenband dargestellt worden sind. Im einzelnen ist folgendes hervorzuheben. Die *Cultrijugatus*-Zone gliedert er wie Fuchs in einen unterdevonischen und einen mitteldevonischen Anteil. Das vorwiegend schiefrige Untere Mitteldevon nennt er nach dem Ohlesberg bei Eschweiler Ohlesbergschichten, die darüber liegenden Kalke Hembüchelkalk nach dem Berg Hembüchel bei Iversheim, die dem Korallenkalk der Mittleren Eifelschichten Fuchs' entsprechen. Damit schließt er nach oben das Untere Mitteldevon fälschlich ab. Im Oberen Mitteldevon unterscheidet Quiring drei Stufen, die noch weiter untergegliedert werden und aus denen eine Reihe von Leitbänken beschrieben werden. Die unterste Stufe ist der Kirspenicher Kalksandstein, der mit dem von Fuchs ausgeschiedenen annähernd übereinstimmt, darüber folgen die rein kalkige Wachendorfer Stufe und oben die kalkig-mergelige, größtenteils dolomitisierte Girzenbergstufe. Verfehlt ist an dieser Gliederung die Zurechnung der Kirspenicher und der Wachendorfer Stufe zum Oberen Mitteldevon. Quiring behauptet, in den Kirspenicher Plattenkalken *Stringocephalus burtini* Defr. gefunden zu haben, nennt aber nicht den genauen Fundpunkt, was bei einem so wichtigen Fund notwendig gewesen wäre. In der nach Quiring über den Kirspenicher Plattenkalken liegenden Wachendorfer Stufe kommt *Stringocephalus* jedenfalls noch nicht vor, an allen von Quiring angegebenen Fundstellen hat sich allein *Spirifer steinmanni* E. Schulz gefunden, der eben wie früher wohl allgemein mit *Stringocephalus* verwechselt worden ist. In der Kirspenicher Stufe liegt eine *Ampgdalina*-Bank, die mit der gleichen Bank der Hillesheimer Mulde parallelisiert wird. Ob das richtig ist, muß vorläufig dahingestellt bleiben, denn E. Schulz nennt *Stringocephalus burtini* Defr. schon aus dem Loogher Dolomit, der, durch den Mittleren Korallenkalk getrennt, unter der *Ampgdalina*-Schicht liegt, und ebenso aus dem über dieser Schicht folgenden Korallenmergel; Quiring's *Ampgdalina*-Schicht dagegen gehört wahrscheinlich zum Unteren Mitteldevon, wohin ja auch die Winterfeld'sche *Ampgdalina*-Schicht von Sötenich gehört. Nun bleibt aber immer noch die Möglichkeit bestehen, daß auch E. Schulz ehemals im Loogher Dolomit und Mittleren Korallenkalk *Stringocephalus burtini* mit dem erst 1914 von ihm beschriebenen *Spirifer steinmanni* verwechselt hat. Die Girzenbergstufe ist nur ein neuer, unzureichend definierter Name für die *Quadrigeminum*-Schichten früherer Autoren, das unterste Glied dieser Stufe, die *Reticularis*-Mergel, ist eine vielfach an dieser Stelle wiederkehrende Schicht vorwiegend mergeligen Charakters, ob aber *Stringocephalus burtini* schon in dieser Schichtenfolge vorkommt, wie Quiring vom Birkenberg bei Harzheim und E. Kayser von Sötenich angibt, ist noch nicht wieder bestätigt worden.

Die geologische Karte Quiring's, so klar beobachtet und durchdacht sie auch auf den ersten Blick zu sein scheint, wird noch vieler Korrekturen bedürfen, was nicht weiter verwunderlich ist, da die reinen Kalke wegen der Schwierigkeit, in ihnen petrographisch und faunistisch leicht wiederzuerkennende Leitschichten aufzustellen und zu kartieren, der klaren Erkennung sehr große Schwierigkeiten entgegensetzen. Beispielsweise gehört nordöstlich von Arloff die Wachendorfer und die Girzenbergstufe mit Ausnahme des Dolomites zum

Kalk β mit *Spirifer steinmanni* und südöstlich von Wachendorf ist die inmitten des Hembüchelkalkes dargestellte Kirspenichstufe identisch mit den Ohlesbergschichten; sie bilden einen deutlichen Schiefersattel, dessen nördlich einfallender Flügel an zwei Stellen meßbar ist. Richtig erkannt hat Quiring, daß im nordöstlichen Teil der Sötenicher Mulde die Dolomitisierung von oben sehr verschieden tief hinabreicht; auch ist es richtig, daß in dem von ihm kartierten Gebiet der Dolomit fast überall über dem *Reticularis*-Mergel der „Girzenbergstufe" beginnt. Daneben ist auch häufig das untere Mitteldevon lokal dolomitisiert, und Quiring unterscheidet daher folgerichtig zwei verschieden alte Dolomite. Die Tektonik der Nordosthälfte der Mulde hat Quiring (1912 und 1914) richtig erkannt und die Unterscheidung der Gebiete mit normaler und überkippter Lagerung der Schichten verständlich gemacht. Im ganzen bedeutet die Arbeit Quiring's einen erheblichen Fortschritt gegenüber den Arbeiten seiner Vorgänger.

In seiner nicht veröffentlichten Dissertation bringt Amanshauser (1922, S. 21—22) eine vorläufige Mitteilung über das Sötenicher Schichtenprofil, die deshalb wichtig ist, weil sie versucht, diese Schichten in das Wedekind'sche Gliederungsschema des Mitteldevons unter Zugrundelegung der Korallenführung einzupassen. Das tiefste der hier besprochenen Schichtenglieder sind die *Reticularis*-Mergel am Westende des großen Wachtbergbruches mit *Spirifer mucronatus* Stein., *Stenophyllum diluvianum* Amansh., *Campophyllum pseudoflexuosum* Amansh., *Cyathophyllum (Schlüteria) antiqua* Amansh. (= *darwini* Frech). Über diesen soll eine Bank mit *Newberria amygdalina* Stein. liegen, die ich hier nicht gefunden habe. In den darüber folgenden Kalken, den *Mediotextus*-Schichten Ritz', sollen *Cosmophyllum* sp., *Mesophyllum primum* Amansh. und *Campophyllum mediotextum* Amansh. vorkommen. Nun kommt nach Amanshauser im Profil eine Tabulatenbank, über dieser die Schneckenkalke des Wachtberges, über denen eine Korallenbank mit *Stringophyllum*, die der *Neospongophyllum*-Zone Wedekind's entsprechen soll, und dann die *Bornhardtina*-Bank meiner Karte folgen. Amanshauser ist der erste, der die von mir Sötenicher Schwarzmergel benannten schwarzen Mergel und Kalke als besonderes Schichtenglied hervorhebt; er nennt als ein Leitfossil dieser Schichten eine *Athyris* nach dem verdienten Lokalsammler Peter Schiesberg *A. schiesbergi*, ein Fossil, das kürzlich von Spriestersbach als *A. amanshauseri* veröffentlicht worden ist. Amanshauser gibt an, daß die *Reticularis*-Mergel, die *Mediotextus*-Kalke und die höchsten Kalke von Sötenich durch je eine besondere Art von *Cyathophyllum (Schlüteria)* charakterisiert sei.

Auch Wedekind's (1924, 1925 und 1934) neue Gliederungsversuche des Mitteldevons auf Grund der Korallenfauna müssen im Rahmen dieser geschichtlichen Übersicht als ein neuer, Erfolg versprechender Weg hervorgehoben werden, obwohl sich dieser Autor gerade mit der Sötenicher Gegend wenig beschäftigt hat. Aus der Tabelle am Schluß der letzten Arbeit ersieht man, daß die Schichten mit *Bornhardtina laevis* in die *Sparganophyllum*-Stufe des Mittleren Mitteldevons, die *Reticularis*-Mergel dagegen in die tiefere *Stenophyllum*-Stufe gerechnet werden. Bei meinen Arbeiten haben mir die Korallen bisher recht wenig geholfen, weil die bei weitem größte Zahl der von mir in der Sötenicher Mulde gefundenen Korallen zur Gattung *Campophyllum* gehören, zu einer Gattung, die Wedekind noch nicht durchgearbeitet hat. Die eigentliche biostratigraphische Arbeit wird ja auch erst beginnen

können, nachdem im folgenden die petrographisch unterscheidbaren Schichtenglieder bekanntgegeben und ihre Verbreitung an der Oberfläche dargestellt worden ist.

Die letzte Arbeit, H. Ritz (1931), beschäftigt sich mit dem südwestlichen Teil der Mulde, bringt aber in stratigraphischer Hinsicht wenig, in tektonischer Hinsicht gar keine Fortschritte. Die Ausführungen über die *Cultrijugatus*-Zone bei Sötenich und Eiserfey sind sehr dürftig und verschwommen. Richtig erkannt hat Ritz, daß die Schieferserie mit Kalksandsteinen, auf der Sötenich selbst liegt und die bis an das Kalkwerk reichen, der Ohlesberg-, Hembüchel-, Kirspenich- und Wachendorfer Stufe Quiring's entsprechen, von welchen er die Wachendorfer als den Kalk mit *Spirifer steinmanni* erkannt hat; damit hat Ritz schon die Unrichtigkeit von Quiring's Einstufung der Kirspenich- und Wachendorfer Stufe in das Obere Mitteldevon richtiggestellt. Als Mittleres Mitteldevon faßt er die *Reticularis*-Mergel, den darüber liegenden *Mediotextus*-Kalk, der die Nordwand des großen Wachtbergbruches einnimmt, und die *Bornhardtina*-Kalke und die „Obersten Kalke und Mergel" zusammen, letztere beiden Kalkhorizonte umfassen die Kalkschichten bis an den Dolomit, der das Obere Mitteldevon im Sinne E. Schulz' darstellt. Alle Horizonte des Mitteldevons sind ungenügend charakterisiert und die Vergleiche mit den Schulz'schen Schichtengliedern der Hillesheimer Mulde haltlos. Die Tektonik des Gebietes hat Ritz verkannt oder unbeachtet gelassen, und seine geologische Karte ist viel zu schematisch, als daß man sie als einen Fortschritt bezeichnen könnte. Merkwürdig ist ja auch die unhaltbare Darstellung der Gegend von Sistig, wo Unterdevon, in Wirklichkeit Sättel von verkanntem Unterem Mitteldevon, als flachliegende Überschiebungsdecken auf dem mitteldevonischen Kalk liegend, dargestellt werden. Wie wenig die Tektonik erkannt ist, zeigt auch die Darstellung des Gebietes südlich von Nettersheim, wo die Muldenlagerung des Unteren Mitteldevons nicht richtig dargestellt worden ist. Anerkannt aber muß werden, daß Ritz die Bedeutung der *Borhardtina laevis* M'Coy für die Gliederung des Oberen Mitteldevons benutzt hat; nicht erkannt aber hat er, daß die Hauptschicht mit *Bornhardtina* und ebenso die Sötenicher Schwarzmergel, siehe später, die besten Hilfsmittel sind, um die Kalke von Sötenich sachgemäß zu gliedern. Der Wert dieser Arbeit liegt in der großen Zahl von brauchbaren Einzelbeobachtungen.

Bei seinen Dolomitstudien in der Eifel hält sich Reuling (1931, S. 277 bis 278) auf der Suche nach Altersvergleichspunkten für die von den Autoren in den Eifelkalkmulden unterschiedenen Schichtenglieder an die *Amygdalina*-Schicht und vergleicht von diesem angenommenen Festpunkt die Gliederung der Kalkfolgen in allen Mulden. Er schließt sich E. Schulz in der Verwerfung der Quiring'schen Stratigraphie der nordöstlichen Sötenicher Mulde an. In einer Gegenüberstellung der Schichtenglieder nach Quiring auf der einen Seite und nach Schulz, durch Reuling berichtigt, auf der anderen werden sämtliche Schichtenglieder Quiring's von der Ohlesbergstufe, die wohl nur versehentlich in die untere Givet-Stufe gestellt worden ist und mit der die Kirspenicher Crinoidenkalke vereinigt werden, bis zum *Amygdalina*-Horizont in die untere Givet-Stufe gestellt; und so wird zu beweisen versucht, daß auch in der Sötenicher Mulde der Eifeldolomit, der jetzt Schönecker Dolomit genannt wird, wie in allen anderen Eifelkalkmulden erst über dem *Amygdalina*-Horizont beginne. Dieses Verfahren ist zu radikal und zu skrupellos, um zu überzeugen. Es wird dabei ganz außer Acht gelassen, daß bei Sötenich

selbst die Verhältnisse ganz anders liegen, daß hier die *Amygdalina*-Schicht Winterfeld's sehr tief im unteren Mitteldevon liegt, daß die *Amygdalina*-Schicht Amanshauser's, wenn dieser richtig beobachtet hat, über den *Reticularis*-Mergeln = Dahlemer Schiefern liegt und daß hier über der als Vergleichsmarke benutzten *Amygdalina*-Schicht bis zum Eifeldolomit noch die sehr mächtige Kalkserie, die in den großen Brüchen aufgeschlossen ist, vorhanden ist. Aus welchem Grunde die Schichten mit *Spirifer steinmanni* in die untere Givet-Stufe gestellt werden, wird leider nicht verraten (vgl. auch Kuckelkorn und Vorster 1926). Eine so radikale „Umfrisierung" der Kartierergebnisse Quiring's, wenn dessen Stratigraphie auch wohl nicht in allen Teilen wird aufrecht erhalten werden können, geht doch wohl zu weit, zumal da sie sich nicht (vgl. S. 292) auf eigene Spezialuntersuchungen stützt.

Eine gute Orientierung über die Verknüpfung der Sötenicher Mulde mit den südlicheren Eifelkalkmulden bietet die klare Übersichtskarte über die anschließenden Mulden von Kuckelkorn & Vorster (1926). Hier wird auch von dem Profil des Urfttales bei Sötenich (S. 524) erwähnt, daß zwischen der *Cultrijugatus*-Zone und den ebenfalls in die unteren Stringocephalen-Schichten gestellten Kalke mit *Spirifer steinmanni* und *Cyathophyllum darwini* die relativ geringmächtigen, keine Riffkalke (Nohner Kalk) enthaltenden Nohner Schiefer liegen. Auf eine briefliche Anfrage habe ich von Herrn Kuckelkorn erfahren, daß bei Dahlem (vgl. Kuckelkorn 1926, S. 65) *Spirifer steinmanni* E. Schulz und *Stringocephalus burtini* Defr. zusammen vorkommen, eine für die stratigraphische Stellung dieser Kalke ausschlaggebende, wichtige Beobachtung. Auf einer gemeinsamen Begehung bei Dahlem ist von uns an den ehemaligen Fundpunkten aber nur *Spirifer steinmanni* gefunden worden.

Zum Schluß seien noch die im Archiv der Preußischen Geologischen Landesanstalt liegenden, nicht veröffentlichten Examensarbeiten genannt, nämlich von: Meisner (1908), Gropp (1909), Vorster (1909), Quiring (1910), Bruch (1912), Loerbroks (1912), Staute (1912) und Tobies (1912). In allen diesen Arbeiten sind viele wichtige Einzelbeobachtungen niedergelegt, die mir bei meinen Arbeiten sehr geholfen haben. Es ist nicht zweckmäßig, diese Beobachtungen hier aufzuzählen, es scheint mir richtiger, später, bei Beschreibung der Schichtenglieder auf sie hinzuweisen. Zum Schluß gedenke ich dankbar der vielen Winke, die mir Herr Peter Schiesberg in Sötenich auf mancher gemeinsamen Begehung und in Unterhaltungen mit seiner sehr genauen Kenntnis aller Sötenicher Fundstellen von Fossilien gegeben hat.

II. Beschreibung des Schichtenprofiles von Sötenich

Die Beschreibung der Schichtenfolge geht vom Liegenden zum Hangenden oder in der Richtung von NW gegen SO vor.

Die obersten Koblenzschichten (Vichter Schichten, unterdevonische *Cultrijugatus*-Zone)

Diese Schichtenfolge ist an der Straße von Haus Mühle bis Sötenich und in einer Reihe von alten Steinbrüchen gut aufgeschlossen; sie setzt sich zusammen aus grauen, bei der Verwitterung vielfach rötlich oder rotbraun werdenden Grauwackenschiefern und aus einzelnen Bänken von etwas quarzitischen Grauwacken und endlich aus roten und grünen Tonschiefern, die immer wieder als meist geringmächtige Einlagerungen in der Schichtenfolge

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

auftreten. Die Mehrzahl der Grauwacken ist frei von karbonatischen Bestandteilen und von Fossilien, erst in den höheren Teilen der Schichtenfolge stellen sich fossilführende Bänke ein, die nach Auslaugung der Fossilschalen viele Hohlräume zeigen oder z. T. auch noch unverwitterte Crinoidenstielglieder enthalten, wie in dem Steinbruch am oberen Wege von Sötenich nach Haus Mühle. Die roten und grünen Tonschiefer sind auf der ganzen Strecke von Haus Mühle bis in die großen Steinbrüche bei den nördlichsten Häusern von Sötenich vorhanden, sie bilden selten Bänke von über ½ m Mächtigkeit. Auf der linken Urftseite habe ich bisher noch keine roten Tonschiefer beobachtet, das liegt aber mehr an der Seltenheit von guten Aufschlüssen als an dem Fehlen dieser Bestandteile der Schichtenfolge; grüne Schiefer mit Fossilien aber finden sich an dem nordöstlichst gelegenen Versteinerungsfundpunkt in der Mitte von Sötenich westlich von der Urft.

Die gleichen Rotschieferschichten finden sich auf dem anderen Muldenflügel bei Nettersheim, im Dorfe selbst an der Kirche und augenblicklich besonders gut aufgeschlossen an dem Talweg auf der östlichen Seite der Urft westlich von dem Kloster, hier auch mit einem Roteisensteinflöz.

Das Roteisensteinflöz, die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon, ist bei Sötenich nicht mehr aufgeschlossen. Tobies (1912, S. 7—8) gibt an, daß P. G. Krause hier an der Straße von Haus Mühle nach Sötenich ein Roteisensteinflöz gekannt hat, — eine Bestätigung dieser Angabe habe ich noch nicht erhalten können —. Das Roteisenflöz müßte, wenn die Darstellung des geologischen Kärtchens richtig wäre, im südöstlichen Gehänge des Lierberges gleich unter den am Mundloch des Beuststollens anstehenden Kalken zu suchen sein. Auch Wemmer (1909, S. 1) erwähnt, daß das Roteisensteinflöz früher an der Straße von Kall nach Sötenich aufgeschlossen gewesen sei.

An Fossilien ist diese Schichtenfolge nicht reich; wo Versteinerungen vorkommen, finden sie sich fast ausschließlich in den Grauwacken, nur auf der linken Urftseite habe ich auch in grünlichen Schiefern Brachiopoden gefunden. Gleich südöstlich von Haus Mühle habe ich einen Spirifer aus der Gruppe des *Sp. subcuspidatus* gefunden. Der wichtigste Fundpunkt liegt 100 m südöstlich von Haus Mühle in der Straßenböschung; die Stelle ist leicht dadurch wiederzufinden, daß hier eine dicke Baumwurzel über die Böschung frei herabhängt. Diese Fundstelle erwähnt als erster Gropp (1908, S. 10), dann Ritz (1931, S. 566), der außer *Spirifer cultrijugatus* F. Roem. noch *Orthotetes umbraculum* Schloth. und *Athyris concentrica* v. Bch. nennt. Auf der anderen Urftseite habe ich an der schon genannten Stelle *Centronella confluentina* (Fuchs) gefunden und an den drei an dem Wege nach Sisthal angegebenen Fundstellen in der Wegeböschung und auf den Feldern häufig *Orthothetes umbraculum* Schloth. und einen kleinen grobrippigen *Spirifer* sp gefunden. Wichtiger als diese Fossilfunde auf dem Nordwestflügel der Mulde sind diejenigen auf dem Südostflügel bei Nettersheim; hier habe ich neben *Spirifer cultrijugatus* F. Roem. in einer dicken braun verwitternden karbonatischen Bank auch ganz zweifellose Exemplare von *Spirifer paradoxus* Schloth. gefunden. Wir haben also den unterdevonischen Anteil der *Cultrijugatus*-Zone vor uns.

Von den in der Überschrift genannten stratigraphischen Namen ist Vichter Schichten Kayser (1917, S. 312) der älteste deutsche Name. Er ist von Kayser für die „obersten, den belgischen Schichten von Burnot gleichzustellenden Grauwackenbildungen" gegeben worden und wäre damit eindeutig,

wenn er sich ausschließlich auf die obersten roten Schichten am Nordwestrand der Sötenicher Mulde bezöge. Das ist aber nicht der Fall, denn bei der Charakterisierung wird ausdrücklich auf die roten Schichten von Vicht Bezug genommen, die, wie Holzapfel (1900, S. 216 ff; 1910, S. 19 ff.) ausführt, die Schichtenfolge vom tieferen Unterdevon bis an das Obere Mitteldevon umfaßt und für die dieser andere Namen: Zweifaller Schichten, Vichter Konglomerat und Friesenrather Schichten eingeführt hat. Der Name Vichter Schichten ist daher nicht mehr verwendbar. Später ist dann vielfach für diese obersten Unterdevonschichten, die schon *Spirifer cultrijugatus* reichlich führen, der alte Name *Cultrijugatus*-Schichten verwendet worden und zwar mit dem Zusatz „unterdevonisch". Aber auch das ist nicht glücklich, denn es ist wünschenswert, daß die Hauptabteilungen des Devons rein geschieden werden und nicht die Grenzschichten des Unter- und des Mitteldevons einen gemeinsamen Namen führen.

Da in Kürze eine Revision der stratigraphischen Bezeichnungen des deutschen Devons an der Preußischen Geologischen Landesanstalt wird durchgeführt werden, wobei die unterdevonische *Cultrijugatus*-Zone als „oberste Koblenzschichten", die mitteldevonische als „tiefste Eifelschichten" benannt werden sollen, so wird man die Rotschieferserie im Liegenden des Mitteldevons der Sötenicher Mulde zweckmäßig schon jetzt als Oberste Koblenzschichten in Rotschieferfazies bezeichnen.

Es sei bei dieser Gelegenheit daran erinnert, daß hier noch ein tieferer Rotschieferhorizont vorhanden ist, nämlich die Reifferscheider Schichten Wunstorf's (1931, S. 164), welche die für Koblenzquarzit gehaltenen quarzitischen Schichten von Sistig mit südöstlichem Einfallen normal unterlagern. Der stratigraphische und tektonische Zusammenhang der durch den Koblenzquarzit getrennten Rotschieferhorizonte ist hier teils wegen mangelhafter Aufschlüsse infolge starker Verlehmung auf den Hochflächen, teils wegen größerer Verwerfungen oder wegen der Ueberdeckung durch Buntsandstein schwer zu klären.

Das bei Sötenich nicht mehr auffindbare Roteisensteinflöz wird nach Kayser, Frech u. a. als die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon angesehen. Da an manchen Stellen mehr als ein Flöz vorhanden ist, die öfters in der roten Schieferfolge des Unterdevons, aber vielleicht auch gelegentlich in den höheren Kalken liegen, so wird man das unter dem Kalk mit *Spirifer cultrijugatus* liegende Roteisensteinflöz zweckmäßig Grenzflöz nennen.

Auf meinem Kärtchen habe ich auf dem Nordflügel der Mulde bei Sötenich alle Grauwacken- und Tonschieferschichten, die noch Rotschiefer enthalten, zu den Obersten Koblenzschichten, der früheren unterdevonischen Cultrijugatuszone, gerechnet. Das ist wahrscheinlich falsch, wie mir erst nach Abschluß des Kärtchens und des Textes bekannt geworden ist, vgl. unten unter Kalk α S. 304 bis 305. Wahrscheinlich wird zu den Obersten Koblenzschichten nur die Schichtenfolge bis zur Mitte des nördlichsten Steinbruches von Sötenich gehören; das wird aber noch weiter durch Fossilfunde bewiesen werden müssen.

Der Kalk α (die tiefsten Eifelschichten, mitteldevonische *Cultrijugatus*-Zone)

Über dem Grenzflöz liegt auf dem Nordwestflügel der Sötenicher Mulde westlich von Harzheim und bei Eiserfey eine wenig mächtige Folge von grauen Kalkbänken, die häufig reich an Crinoidenstielgliedern und die auch häufig

grobkristallinisch sind. Diese Kalke liegen nach den klaren Aufschlüssen auf beiden Seiten des Dreimühlentales bei Eiserfey über dem Grenzflöz, unter welchem die sandig-schiefrige Schichtenfolge des Unterdevons liegt. Der Charakter der Kalke ist sehr wechselnd, bald sind sie grau gefärbt bald rötlich und häufig sogar durch Eisenoxyd sekundär lebhaft rot. Auf dem Südostflügel der Mulde bei Nettersheim sind gewisse Abarten dieser Kalke dadurch ausgezeichnet, daß sie lebhaft zitronengelb verwittern.

Wegen der Benennung dieser Kalke sei kurz bemerkt, daß sie der kalkigen *Cultrijugatus*-Zone E. Kayser's oder der oberen *Cultrijugatus*-Zone von Frech und Quiring entsprechen. Da aber, wie oben gesagt, der Name *Cultrijugatus*-Zone als stratigraphische Einheit fallen soll, so empfiehlt es sich, diese Schichten vorläufig als Tiefste Eifelschichten zu bezeichnen.

Jm Urfttalprofil liegen diese Kalke auf der rechten Seite am und nördlich vom Mundloch des Beuststollens, auf der linken Talseite in den Höfen der südlich von der Urftbrücke gelegenen Häuser, von wo sie sich am Berghange bis an den nach Sisthal führenden Weg hinaufziehen. An diesem Wege steht in mehreren kleinen Gruben Dolomit an, der z. T. Fossilien führt, unter denen besonders große zweiklappige Exemplare von *Atrypa reticularis* L., *Bellerophon* sp., kleine Gastropoden und Spiriferen zu nennen sind.

Eine sehr wichtige Schicht ist im Schichtenverband dieser Kalke die „*Caiqua*-Schicht" Winterfeld's (1898, S. 5), die früher in dem Hofe der alten Schmiede von Theissen aufgeschlossen war; diese Stelle ist jetzt vermauert, aber an dem Berghange unterhalb des Weges nach Sisthal ist dieselbe Schicht mit zahlreichen, in einem kalkigen, quarzitischen Sandstein liegenden Exemplaren von *Newberria amygdalina* Stein. in einem kleinen Steinbruchsversuch aufgeschlossen. Winterfeld hat bereits die stratigraphische Lage dieser Schicht an der Basis des Mitteldevons richtig erkannt, was Quiring (1914, S. 135—138) ohne triftige Gründe bezweifelt. Wenn diese Schicht mit *N. amygdalina* Stein. nur an der einen Stelle, hinter der Schmiede von Theissen bekannt geworden wäre, könnte man vermuten, daß dieses Vorkommen vielleicht nur durch tektonische Vorgänge an diese ungewöhnliche Stelle gekommen wäre, da das Fossil in der nordöstlichen Hälfte dieser und in anderen Mulden ein sehr viel höheres Niveau einnimmt. Die *Amygdalina*-Schicht streicht aber an dem Berghang hinauf und wird von den Kalken begleitet und sie liegt auch auf der rechten Urftseite an der unteren Grenze der am Mundloch des Beuststollens anstehenden Kalke, wie ich durch ein Rollstück genau der gleichen Schicht am Abhang des Lierberges festgestellt habe. Die *Amygdalina*-Schicht liegt daher auf beiden Seiten des Urfttales, etwa dort, wo ich während der Kartierung das Grenzflöz vermutet hatte. Man hat keinen Grund, hier bei Sötenich größere Störungen anzunehmen, da die Lagerung der Schichten auf beiden Seiten des Urfttales ruhig ist und überall ein gleichsinniges, flaches südöstliches Einfallen der Schichten zu beobachten ist. Während der Aufnahme des Kartengebietes war ich zu der Überzeugung gekommen, daß die *Amygdalina*-Schichten von Sötenich an der Basis des Mitteldevons liegt.

Wenn es für mich auch außer Zweifel steht, daß bei Sötenich die *Amygdalina*-Schicht auf der rechten Urftseite unterhalb des Mundloches des Beuststollens, diejenige hinter der Theissen'schen Schmiede und diejenige unterhalb des Sisthaler Weges einer und derselben Gesteinslage angehören, so dürfen die genannten Dolomite an dem Sisthaler Wege mit ihrer fremdartigen

Fauna, *Atrypa reticularis* und *Bellerophon striatus*, noch nicht unbedingt für die gleichen umgewandelten Kalke gehalten werden. Vorläufig habe ich noch keinen zwingenden Grund dafür, daß diese Dolomite grabenartig eingebrochene Teile jüngerer Kalke sind. Wenn diese Dolomite wirklich dolomitisierte *Cultrijugatus*-Kalke sind, dann haben wir hier ein weiteres Beispiel zu den vielen von Reuling (1931, S. 383 ff) und Quiring (1914, S. 156 ff) mitgeteilten, daß im Zusammenhang mit der ehemaligen Buntsandsteinbedeckung Kalke in einer entsprechenden Höhenlage der „Geländedolomitisierung" unterworfen worden sind. Reuling nennt die Höhenlage, in der solche „Geländedolomitisierung" erfolgt ist, die „Dolomitflur" und den unter der „Dolomitflur" liegenden Dolomit die „Dolomitkappe" des zugehörigen Kalkes.

Der Charakter dieser Kalke ändert sich anscheinend auch im Streichen sehr schnell, denn auf der linken Urftseite sind grobe kristallinische Crinoidenkalke verbreitet, während auf der rechten Urftseite keine Crinoidenkalke, sondern graue, dichte Brachiopodenkalke aufgeschlossen sind.

Westlich von Sötenich werden diese tiefsten Eifelschichten mitsamt der *Amygdalina*-Schicht von dem Buntsandstein überdeckt, und weiter westlich bei Frohnrath sind die tiefsten Eifelschichten in schiefriger Ausbildung ohne wesentliche kalkige Ausscheidungen entwickelt, genau ebenso wie östlich von Harzheim, wo Fuchs und Quiring diese Schichten in schiefriger Fazies, z. T. mit Knollenkalken kennengelernt haben.

Auf dem Südflügel der Sötenicher Mulde bei Nettersheim ist noch ein bemerkenswerter Aufschluß zu erwähnen. In dem östlichsten der nördlich von der Straße Nettersheim—Zingsheim gelegenen Steinbrüche stehen hellgraue, z. T. tonige, sehr feste, als Straßenbaumaterial benutzte Kalksteine an, in denen eine etwa 20 cm mächtige Schicht von roten und grünen Tonschiefern liegt. Über der Rotschieferbank liegt eine Linse von Crinoidenkalk, in dem neben anderen selteneren Fossilien häufig *Spirifer cultrijugatus* F. Roen. zu finden ist. Auch südlich vom Bahnhof Nettersheim ist in einem alten Kalkbruch vor Erreichung der dickbankigen Kalke in den dort aufgeschlossenen *Cultrijugatus*-Kalken Rotschiefer zu beobachten und ebenso am Nordfuße des Wellerberges, wo die mit zitronengelber Farbe verwitternden Kalke besonders schön zu finden sind. Berger (1808, S. 6) erwähnt zwar auch vom Nordflügel der Mulde rote Schiefer in den Kalken mit *Spirifer cultrijugatus*, nämlich bei Beschreibung des in Sisthal am Wege in das Dorf Rinnen gelegenen Aufschlusses, Profil II. Berger unterscheidet an diesem Wege 15 Schichtenglieder und nennt unter 9 0,50 m „grünen und roten Mergelschiefer". Vorher hat er bemerkt, daß sich im Fortstreichen gegen Westen die Zusammensetzung der kalkigen *Cultrijugatus*-Zone sehr ändere und stellt dieses Profil demjenigen von Sötenich gegenüber; aber meiner Meinung hat Berger sein Profil II fälschlich für das der kalkigen *Cultrijugatus*-Zone gehalten, sie gehören in das untere Mitteldevon, Nohner Kalk und Nohner Schiefer Berger's. Die unter 9 genannten grünen und roten Mergelschiefer, die ich selbst nicht mehr gesehen habe, dürften durch sekundäre Rötung gefärbte Schiefer bzw. etwas gebleichte grünlichgraue Schiefer sein.

Auf dem Lehrausflug des Niederrheinischen Geologischen Vereins am 17. 11. 1935 wurde mir am Anfang des oberen Weges von Sötenich nach Haus Mühle eine Kalksandsteinbank gezeigt, die neben zahlreichen anderen Fossilien auch *Productella subaculeata* (Murch.) enthält. Diese Bnk muß nach unseren bisherigen Erfahrungen in das Mitteldevon gestellt werden, obwohl auch in

den weiter südlich folgenden großen Steinbrüchen am Nordwesthang des Lierberges noch eine ganze Reihe von Rotschieferbänken zwischen den Grauwacken liegen. Der Kalk muß daher als ein Kalklager an der oberen Grenze der Rotschieferfazies des Unteren Mitteldevons aufgefaßt werden. H. Ritz (1930, S. 567) hat in dem Steinbruch gegenüber dem nördlichsten Haus von Sötenich eine Bank gefunden, die „dunkelbraune, oolithische Körner, wie Bohnerz" enthält. Diese Bank hält er für ein Aequivalent des Roteisensteinflözes. Obwohl diese Deutung nicht sehr wahrscheinlich ist, — da ja das Roteisensteinflöz zwischen Sötenich und Haus Mühle vorhanden sein soll —, so ist es wahrscheinlich richtig, daß bei Sötenich die Grenze zwischen Unterdevon und Mitteldevon innerhalb der Rotschieferschichten liegt, die auf dem Kärtchen zu den Obersten Koblenzschichten gerechnet worden sind. Damit muß also auch die *Amygdalina*-Schicht von Sötenich in das Untere Mitteldevon gestellt werden, nicht an deren Basis. Hierdurch erhält man eine bis dahin nicht erkannte Übereinstimmung zwischen den Schichtenprofilen von Eiserfey und von Sötenich. Bei Eiserfey liegt nämlich eine Amygdala-Schicht in einer mächtigeren Kalkfolge, die etwa in der Mitte der untermitteldevonischen Tonschieferserie liegt. Die *Amygdalina*-Schicht liegt demnach bei Eiserfey und bei Sötenich im Unteren Mitteldevon, bei Sötenich allerdings wahrscheinlich wesentlich tiefer im Schichtenprofil. Quiring, der bei Kirspenich eine *Amygdalina*-Schicht in seiner Kirspenicher Stufe gefunden hat, stellt beide fälschlicherweise in das Obere Mitteldevon. Ich halte die *Newberria amygdalina* nicht für horizontbeständig; sie liegt meiner Meinung bei Sötenich am tiefsten, bei Eiserfey etwa in der Mitte und bei Kirspenich anscheinend oben im Unteren Mitteldevon.

Die Sötenicher Schiefer (*Calceola*-Schiefer der früheren Autoren, Nohner Schichten)

Über den Kalken der tiefsten Eifelschichten am Mundloch des Beuststollens liegt, flach gelagert, eine 250 m mächtige Schichtenfolge, die in der Hauptsache aus bröckligen Ton- oder Mergelschiefern bestehen, mit denen Kalksandsteine oder unreine Kalke in meist dünnen Bänken wechsellagern. Es hat den Anschein, als ob nach oben hin die Kalke reiner werden und die Kalksandsteinbänke zurücktreten, aber die Schichtenfolge ist so unregelmäßig zusammengesetzt, daß es schwer ist, den Anteil der verschiedenen Gesteinsbänke an der Zusammensetzung des Schichtenprofiles zu bestimmen. Eine große Zahl von Kalksandsteinbänken und auch von Kalkbänken ist erfüllt von Versteinerungen, aber es gelingt in der Regel nicht, die Fossilien aus dem meist noch recht frischen Gestein zu isolieren; und aus den verwitterten Fossilbänken sind meist noch weniger gute Versteinerungen zu gewinnen. Ich habe keine Möglichkeit gesehen, innerhalb dieser Schichten Unterabteilungen auszuscheiden, die für die Kartierung brauchbar wären; an dem gut aufgeschlossenen Anschnitt zwischen Sötenich und dem Kalkwerk könnte es vielleicht gelingen, eine feinere Einteilung und Gliederung herauszuarbeiten, aber es ist sicher nicht möglich, solche Unterabteilungen bei schlechten Aufschlüssen wiederzuerkennen.

Innerhalb dieser Schichtenfolge hat Berger in seinem Profil I a, das ist die auf der Ostseite des Urfttales an der Talstraße zwischen der Mitte von Sötenich nach dem Kalkwerk aufgeschlossene Schichtenfolge, unter a) bis k) Schiefer mit Kalk und Kalksandsteinbänken für den Nohner Kalk E. Schulz eine 100 m mächtige unter l) beschriebene Schichtenfolge mit mehr vereinzelten Kalkbänken für die Nohner Schiefer gehalten und die unter m)

bis r) aufgeführten Schichten mit dem Brachiopodenkalk der Hillesheimer Mulde parallelisiert. Unter p) erwähnt er gegenüber dem Urftalhotel, wo die Straße durch eine Futtermauer gestützt ist, in der Böschung die kleine Spezialfalte, die von zwei senkrecht (!) stehenden Ueberschiebungen begleitet sein soll; ich habe mich von dem Vorhandensein dieser Überschiebungen, die eine Wiederholung der Schichtenfolge zur Folge haben sollen, nicht überzeugen können. Berger hat die für die Sötenicher Gegend wichtige Bank mit *Orthothetes umbraculum* Schloth. hervorgehoben, die auf beiden Seiten der Urft etwas unter der oberen Grenze der Sötenicher Schiefer liegt und eine sichere stratigraphische Orientierung erlaubt.

Die Sötenicher Schiefer sind von dem Beuststollen fast in ihrer ganzen Mächtigkeit durchfahren worden, und dieser vorzügliche unterirdische Aufschluß gewährt bis auf die kurzen Strecken der Vermauerung die beste Gelegenheit zum Studium dieser Schiefer. Die erste Vermauerung des Stollens ist durch die Brüchigkeit des Gesteins unter dem Tälchen notwendig gewesen, da der Stollen nur wenige Meter unter der Talsohle das Gebirge durchfahren hat, die zweite Vermauerung dagegen wird durch alte Abbaue oder Klüfte notwendig gewesen sein. Im vorderen Teil des Stollens ist das durchfahrene Gebirge aus meist ebenflächigen Mergelschiefern und bis 1 m mächtig werdenden Kalksandsteinbänken zusammengesetzt. In den ersten 9 Metern des Stollens, also unmittelbar im Hangenden des *Cultrijugatus*-Kalkes am Mundloch stehen knollige Mergel mit zahlreichen knolligen oder schaligen Stromatoporenstöcken an. 3 Meter vor der ersten Vermauerung steckte *Calceola sandalina* var. *lata* Rud. Richt. in den Schiefern. Im Stollen ist auch dieselbe Spiriferenbank vor der Vermauerung zu finden, die übertage an dem auf der Nordseite des Tälchens auf den Lierberg führenden Feldweg gegenüber der Mauerecke des Hofes ansteht. Hinter der Vermauerung besteht die Schichtenfolge aus vorherrschenden Kalksandsteinen von 0,10 bis 0,50 m Mächtigkeit in zurücktretenden Mergelschiefern. Bis auf eine Entfernung von 220 m vom Mundloch aus nehmen die Kalksandsteine einen großen Anteil an der Zusammensetzung der Schichtenfolge, von da an überwiegen bei weitem die Schiefer über die nur mehr geringmächtigen Kalksandsteinbänke. Bei ca. 315 m vom Mundloch entfernt liegt in den Schiefern eine Bank mit *Orthothetes umbraculum* Schloth., die vermutlich mit der an der Straße zum Kalkwerk anstehenden, in die Karte eingetragenen *Umbraculum*-Bank identisch ist. Bei ca. 350 m ab Mundloch setzt eine große Querstörung, die N 30° W streicht und mit 76° nach Westen einfällt durch den Stollen und scheidet die Sötenicher Schiefer von der nächst jüngeren Kalkfolge, von dem Kalk β.

Hinzuzufügen ist noch Weniges über die abweichende Ausbildung des Unteren Mitteldevons auf dem Südostflügel der Mulde bei Nettersheim, wo sich die Fazies der Blankenheimer Mulde bemerkbar macht. Ritz (1931, S. 569, Profil 4) hat die Tektonik des Berges 513 m S von Nettersheim nicht erkannt, denn er hält die auf der Höhe des Berges anstehenden, flachgelagerten Schiefer mit Kalksandsteinbänken und mit Kalken für den mittleren Teil der Ohlesbergschichten Quiring's. Er hat übersehen, daß diese sandsteinführenden Schichten im Kern einer Mulde liegen, deren Nordwestflügel an der Verwerfung steil nach oben geschleppt ist. Diese Schiefer und Kalksandsteine liegen daher muldenförmig über den Kalkfolgen, die den Sockel dieses Berges aufbauen.

Die Schichtenfolge des Unteren Mitteldevons von Nettersheim ist von oben nach unten die folgende:

6. Mergelschiefer mit Kalksandstein und Crinoidenkalken	15 m
5. Dickbankige Kalke ohne Fossilien	ca. 30 m
4. Korallenmergel mit großen Einzelkorallen	4 m
3. Kalke und Mergelschiefer	ca. 20—30 m
2. Kalk mit *Spirifer cultrijugatus*	ca. 10 m
1. Oberste Koblenzschichten	über 200 m

Aus diesem Profil geht hervor, daß die Schiefer mit Kalksandsteinen nicht in der Mitte der Schichtenfolge liegen, wie Ritz angibt, sondern daß sie das oberste Glied sind.

Die beiden durch den Korallenmergel getrennten Kalkhorizonte sind fossilleer oder -arm, wogegen die geringmächtige Korallenmergellage von kleinen koloniebildenden Korallen und von großen Einzelkorallen erfüllt ist; unter den letzteren ist besonders häufig *Rhopalophyllum heterophyllum* M. Edw. & Haime.

Der Kalk β

Die Übergangsschichten von den Sötenicher Schiefern zu den darüber folgenden Kalk β sind weder an der Straße zum Kalkwerk über der *Umbraculum*-Bank noch im Beuststollen zu studieren, da hier Überwachsung der Böschungen, dort eine Verwerfung, die Beobachtung unmöglich macht. Wahrscheinlich ist der Übergang ein sehr allmählicher durch Zunahme der Kalkbänke und Abnahme der Schieferzwischenmittel, die aber nicht ganz unterdrückt werden.

Die Kalke dieses Horizontes sind in der Gegend von Sötenich durch ihren Tongehalt und ihre gelbliche Verwitterungsfarbe ausgezeichnet. Im unteren Teil der Schichtenfolge sind die Kalkbänke nicht sehr mächtig, erst an der oberen Grenze werden die Kalkbänke dickbankiger und verschwinden die Schiefereinlagerungen mehr oder weniger vollständig. Die Kalke sind meist stark bituminös und sind an vielen Stellen und in manchen Bankfolgen als echte Stinkkalke zu bezeichnen.

Ein besonderes Kennzeichen dieser Kalke ist das Vorkommen des großen *Spirifer steinmanni* E. Schulz, der in der Sötenicher Gegend am Nordwesthang des Wachtberges, am Abhang unterhalb des einzelnen Gehöftes und auf der anderen Seite der Urft am Rinnener Tal gefunden worden ist. Der reichste Fundort dieses *Spirifer* ist aber der sog. Marmorbruch in Urft, wo auf der Halde des Bruches zahlreiche isolierte und seltener auch doppelklappige Exemplare zu finden sind. Einen schönen Aufschluß hat Ritz erwähnt, den Bachanschnitt an der Nordseite des Hermann-Joseph-Hauses, der allerdings nicht mehr im Bereich des Kärtchens liegt. Die Fauna dieser Kalke ist im allgemeinen nicht reich. Ein anderes Fossil, das fast ebenso leitend ist wie *Sp. steinmanni* ist *„Schlüteria" darwini* (Frech), das meist vereinzelt vorkommt, im Kuttenbachtale etwas oberhalb der Pumpstation des Klosters Steinfeld aber auch bankbildend auftritt.

In der Nordosthälfte der Sötenicher Mulde bezeichnet Quiring diese Kalke als Rotenberg-Kalk der Wachendorfer Stufe, die er schon zum Oberen Mitteldevon gerechnet hat. Ich habe am Rotenberg und am Berg 300,7 m (Blatt Euskirchen), auch an denjenigen Stellen, wo nach Quiring *Stringocephalus*

burtini Defr. häufig sein soll, immer nur *Spirifer steinmanni* E. Schulz gefunden und möchte annehmen, daß Quiring manche Exemplare dieser Art mit jenem verwechselt haben wird, was ja nur natürlich ist, da zur Zeit der Untersuchung Quiring's die neue Art des *Spirifer* noch nicht veröffentlicht war. Auch Frech und E. Kayser haben gelegentlich *Sp. steinmanni* für die Leitform des Oberen Mitteldevons gehalten, und das konnte leicht geschehen, denn dieser *Spirifer* erreicht mitunter die Größe einer Mannsfaust. Anderseits hat mir Herr Dr. Kuckelkorn brieflich mitgeteilt, daß in der Gegend von Dahlem beide Formen zusammen vorkommen; vergl. (1926, S. 65).

Für die Sötenicher Mulde kann ich mich noch nicht entschließen, den Kalk β in das Obere Mitteldevon zu stellen, da ich *Stringocephalus burtini* Defr. in ihm noch nicht gefunden habe. Die Angabe Kuckelkorn's läßt aber vermuten, daß *Spirifer steinmanni* kein Zonenfossil ist und in der Blankenheimer Mulde vielleicht höher hinaufreicht. Beachtenswert für die Gegend von Sötenich ist aber der Umstand, daß Heinrich (1914, S. 19—22), der wahrscheinlich für seine Riffstudien den großen Bruch des Wachtberges bankweise durchgeklopft haben wird, sogar noch die *Mediotextus*-Kalke Ritz' d. h. also Kalk 1 meiner Karte in das Untere Mitteldevon stellt. Das ist offenbar unrichtig, aber in den *Reticularis*-Mergeln an der Westecke des Wachtbergbruches hat Heinrich offenbar auch keinen *Stringocephalus* gefunden. Herr Schiesberg hat mir mitgeteilt, daß er bei den Ausschachtungen für das neue Kalkwerk hier ein Exemplar von *Stringocephalus* gefunden habe, dieses Lager dürfte aber in oder über den *Reticularis*-Mergeln liegen. Das erste Auftreten von *Stringocephalus* muß noch weiter untersucht werden. Ich erkläre die Einteilung der Schichten des Sötenicher Profils in Unteres, und Oberes Mitteldevon ausdrücklich als vorläufig, endgültig wird die Grenze beider Abteilungen erst später biostratigraphisch festgelegt werden können.

Reticularis-Mergel (Dahlemer Schiefer)

Die über dem Kalk β folgenden Kalke und Mergel bezeichne ich vorläufig mit Quiring's an sich ganz ungeeigneten Namen: *Reticularis*-Mergel, weil auch Ritz ihn gebraucht hat und weil ein stellenweise sehr in die Augen stechendes Merkmal Mergel mit zahllosen Exemplaren von *Atrypa reticularis* oder var. *aspera* sind. Diese Schichtenfolge könnte man mit noch mehr Recht als Crinoidenschicht bezeichnen, weil sie Kayser, Berger u. a. früher so bezeichnet haben. Um aber diese in Mißkredit gekommene mißbrauchte Bezeichnung, die mehr eine fazielle als stratigraphische Bedeutung hat, nicht von neuem zu beleben, habe ich Quiring's Namen zunächst beibehalten. Neuerdings ist für diese Mergelfolge der von E. Schulz vorgeschlagene Name: Dahlemer Schiefer verwendet worden, doch bedarf es noch gründlicherer Untersuchungen, um die Identität der Schiefer von Dahlem mit Quiring's *Reticularis*-Mergeln zu beweisen.

Petrographisch besitzt diese Kalk-Mergel-Reihe keine charakteristischen Merkmale vor Kalkfolgen, die auch höher noch in dem Schichtenprofil auftreten. Es sind mehr oder weniger dickbankige Kalke, zwischen denen bald mehr bald weniger mächtige Lagen eines gelblich verwitternden Mergels auftreten. Dicke Kalkbänke sind in den beiden langgestreckten, im Schichtenstreichen liegenden alten Steinbrüchen auf dem Nordhang des Wachtberges gut aufgeschlossen; hier enthalten die Kalke Brachiopoden, Korallen und auch

Panzerfische. Die mergeligen Lagen mit Anhäufungen der *Atrypa* oder mit *Spirifer mucronatus* Stein. und anderen Brachiopoden sind am besten entblößt in der westlichen Ecke des großen Wachtberg-Bruches, wo jetzt der neue Zementofen steht, am Fußweg am Nordhang des Berges 460,4 m, im Berggarten NW von dem Kalkofen von Zilkens im Rinnener Tal und endlich am schönsten an dem schon erwähnten Bachanschnitt am Hermann-Joseph-Haus bei Urft über dem Kalk mit *Spirifer steinmanni* E. Schulz. Aus diesen Schichten am Westfuß des Wachtberges stammt das von P. G. Krause beschriebene Exemplar von *Ammonicrinus wanneri* Spr.

Ob diese Grenzschicht schon zum Oberen Mitteldevon gestellt werden muß, scheint nach den Angaben der Literatur noch immer zweifelhaft. Kayser hat mutmaßlich die *Reticularis*-Mergel als Crinoidenschicht, also als Basis des Stringocephalenkalkes angesehen. Er sagt (1871, S. 346), daß die Crinoidenschicht „wenige Schritt (vermutlich nördlich) vom Ausgang der Münchenrather Schlucht etwa bei dem (nicht mehr vorhandenen) Meilenstein 1,55 und 1,56 ansteht". Er nennt von hier unter anderen Fossilien *Spirifer undiferus* F. Roem., *Sp. mediotextus* Arch. Vern. *und Stringocephalus burtini* Defr. („klein"). Mit Rücksicht auf die begleitenden Spiriferen kann man zweifelhaft werden, ob Kayser wirklich die *Reticularis*-Mergel gemeint hat, denn weder habe ich in diesen jemals diese Arten gefunden noch nennen Quiring und Ritz sie aus den Schichten, die sie als *Reticularis*-Mergel bezeichnen; Quiring hebt sogar ausdrücklich das Fehlen des *Stringocephalus* hervor, was er mit der ungünstigen Fazies erklärt. Möglicherweise stammt die von Kayser genannte Fauna aus den über den *Reticularis*-Mergeln liegenden *Mediotextus*-Kalken Ritz'. Frech hat offenbar den Kalk β für die Crinoidenschicht gehalten, vergl. die historische Einleitung. Berger hat ebenfalls die *Reticularis*-Mergel als Crinoidenschicht angesehen, aus der er auch *Stringocephalus* nennt. Dagegen hat Heinrich, wie oben ausgeführt, weder aus den *Reticularis*-Mergeln des Wachtberges noch aus den darüber folgenden Kalken, den *Mediotextus*-Kalken Ritz', *Stringocephalus* angegeben. Ritz (1931, S. 574) gibt an, daß erst in den über den *Reticularis*-Mergeln folgenden *Mediotextus*-Kalken *Stringocephalus* häufiger gefunden werde. Herr Schiessberg hat, wie oben S. 309 erwähnt, an der Stelle des Kalkwerkes *Stringocephalus* gefunden habe, so daß ich als Endergebnis der bekannt gewordenen Aufsammlungen feststellen muß, daß vielleicht in einer oder einigen, heute nicht mehr aufgeschlossenen Kalkbänken am Südwestfuß des Wachtberges *Stringocephalus burtini* Defr. in den *Reticularis*-Mergeln als Seltenheit vorkommen kann, und darum habe ich mit diesem Schichtenglied das Obere Mitteldevon beginnen lassen.

Dolomit 1 (? Loogher Dolomit)

Am Wachtberg selbst ist die Überlagerung der *Reticularis*-Mergel durch einen horizontbeständigen Dolomit nicht klar zu erkennen, weil hier eine Störung, deren Charakter ich in dem Aufschluß nicht zu erkennen vermag, den Zusammenhang des Profiles stört. Wenn man von der Westecke des Wachtberg-Bruches an der Steinbruchswand nach Osten fortschreitet, trifft man gleich hinter den *Reticularis*-Mergeln hinter der ersten Ecke des Bruches einen Dolomit, der dort zu liegen scheint, wo nach Amanshauser (1922, S. 21) eine dünne Bank mit *Newberria amygdalina* Stein. vorkommen soll. Die Überlagerung der *Reticularis*-Mergel durch diesen Dolomit ist an dem west-

lichsten der beiden langgestreckten Brüche am Nordhang des Wachtberges, klarer noch auf der anderen Urftseite am Berge 460,4 m und auf der anderen Seite des Rinnener Tales zu beobachten. Berger, vergl. die Einleitung, hat diesen Dolomit mit dem Loogher Dolomit verglichen.

Kalk 1 (*Mediotextus*-Kalk Ritz')

Die Kalke über dem Dolomit 1 sind leichter stratigraphisch als petrographisch und faunistisch zu beschreiben. Es ist eine mehr oder weniger dickbankige Schichtenfolge von grauen, dunklen, z. T. auch wulstigen Kalken, Mergelkalken und Kalkmergeln, die in einzelnen Bänken viele Versteinerungen enthalten. Unten liegen Kalke, die, wie schon Berger erwähnt, häufiger *Caleola sandalina* Lam. enthalten und auch große *Cystiphyllen (Lythophyllum* Wdk.) führen. Stratigraphisch ist dieser Kalk eindeutig dadurch festgelegt, daß er zwischen den beiden horizontbeständigen Dolomiten 1 und 2 liegt.

Eine Zusammenstellung der Fauna vom Wachtberg ist noch nicht gegeben worden; die Aufzählung der Fauna bei Ritz ist nicht brauchbar, weil er sich nicht auf den Fundpunkt Wachtberg beschränkt hat, sondern auch die Kalke südlich von Keldenich hinzugerechnet hat, deren Zugehörigkeit zum Kalk 1 noch nicht erwiesen ist.

Dolomit 2

Der zweite horizontbeständige Dolomit scheidet den Kalk 1 von dem Kalk 2, der durch die reiche Schneckenfauna von Sötenich bekannt ist. In den gut aufgeschlossenen Gebieten zu beiden Seiten des Urfttales ist er, von Osten nach Westen aufgezählt, zu beobachten: in dem Hohlweg, der vom Ostteil des Wachtbergbruches in die Münchenrather Schlucht führt, dann mehrfach verworfen in dem schmalen Bergrücken des Spicks, auf der linken Urftseite im nördlichen Teil des kleinen nördlicheren Bruches und endlich am Mundloch des Förderstollens, der das Kalkwerk von Zilkens mit dem Schacht auf der Sohle des im Scheid eingesenkten Bruches verbindet. Weiter gegen Westen ist dieser Dolomit infolge ungünstiger Beobachtungsmöglichkeiten nicht mehr festzustellen.

Kalk 2

Die über dem Dolomit 2 folgenden Kalkfolgen sind schon seit langem berühmt wegen der reichen Schneckenfauna, die sie an einigen Stellen enthalten. Die Kalke sind im angewitterten Zustande meist hellfarbig, gewöhnlich hellgelb bis weißlich, sie sind sehr dicht und fest, dickbankig und sollen als Wasserkalk gebrochen worden sein. Gut aufgeschlossen sind diese Kalke an der Ostwand des großen Wachtberg-Bruches, in der scharfen Biegung der Urftstraße gegenüber der Spitze des von dem Eisenbahneinschnitt durchschnittenen, nach NO gerichteten Bergrückens der linken Urftseite und in dem nördlicheren, kleineren Steinbruch am Westhang des Scheids. Weiter westlich sind die Aufschlüsse weniger gut, nur in dem westlichsten Bruch auf dem Scheid sind sie noch leidlich gut aufgeschlossen.

Die reiche Schneckenfauna von Sötenich stammt wohl überwiegend aus dem Kalk 2, und zwar von der Ostwand des Wachtberg-Bruches, obwohl auch an anderen Stellen in diesen Kalken dieselben Schnecken vorhanden sein werden, aber aus dem Gestein nicht gelöst werden können. Auch an der genannten Stelle würde das nicht möglich sein, wenn nicht besonders günstige Umstände dem Sammler zu Hilfe kämen. Der große Sprung, der den Ostteil

des Wachtberges und den Westteil des Neuen Bruches auf der anderen Seite der Münchenrather Schlucht durchsetzt, hat die Zersetzung des Kalkes durch die auf der Verwerfungskluft zirkulierenden Tagewasser zu einer weißlichen, mehligen, kreideartigen Masse ermöglicht, während die Schalen der Schnecken und anderen Mollusken der Verwitterung besser widerstanden haben. Die Schnecken scheinen nun nesterweise in den Kalken gehäuft zu sein, und solche von der mehligen Verwitterung erfaßten Nester sind die Lieferanten der Fauna dieser Kalke. Nach Aussage des Herrn Schiesberg ist früher auch auf der anderen Urftseite in dem kleineren nördlicheren Bruch am Scheid in der Sohle die gleiche Schneckenfauna unter ähnlich günstigen Bedingungen vorgekommen, die Stelle ist aber jetzt durch Kalkschutt verdeckt worden. Die Schneckenfauna hat Kirchner (1914) zusammengestellt.

Bornhardtina-Schicht

Die wichtigste Leitschicht des Gebietes ist die hier als *Bornhardtina*-Schicht bezeichnete, aus Schalentrümmern großer Brachiopoden bestehende Kalkbank, die in dem großen Steinbruch des Wachtberges schon früheren Beobachtern aufgefallen ist. Diese Schicht ist gewöhnlich eine etwa 1 m starke Bank eines mehr oder weniger festen bituminösen Kalkes, an einigen Stellen aber besteht sie auch aus mergeligen schwarzen Kalken. Das häufigste Fossil dieser Bank ist *Bornhardtina laevis* var. *onychophora* Spriestersb., daneben meist weniger häufig *Stringocephalus burtini* Defr. Als feste Kalkbank ist sie auf dem Gipfel des Wachtberges, im Wachtbergbruch an der Ostwand, auf dem Spick und in den Brüchen des Scheids, als schwarze Mergelkalke dagegen am Eingang des Neuen Bruches auf der nördlichen Seite und zwischen den beiden Brüchen am Osthang des Scheids ausgebildet.

Diese Schicht und die darüber folgenden Kalke hat Ritz zuerst *Bornhardtina*-Kalk genannt, aber die Wichtigkeit gerade dieser geringmächtigen Bank für die Gliederung der Schichtenfolge hat er nicht erkannt, sonst würde er die darüber liegenden uncharakteristischen Kalke nicht mit der Bank vereinigt haben. Ritz hat damit Recht, daß die *Bornhardtina* nicht auf diese schmale Zone beschränkt ist, sondern noch weiter im Schichtenprofil hinaufreicht; *Bornhardtina* kommt in der darüber folgenden Kalkfolge und auch noch in dem jetzt als Sötenicher Schwarzmergel bezeichneten Schichtengliede vor. Von großer Wichtigkeit war auch die Auffindung der *Bornhardtina*-Schicht im Beuststollen, da sie die vom Stollen durchfahrenen, sonst schwer zu bestimmenden Kalke in das übertage erkannte Gliederungsschema einzuordnen gestattet hat.

Diese wichtige Leitschicht ist auch einigen der früheren Beobachter bedeutungsvoll erschienen. Berger hat die Bedeutung als Leitschicht wahrscheinlich wohl erkannt, denn er hat versucht, diese Schicht als Brachiopoden-Schicht zu kartieren, er hat sie aber nicht richtig verfolgt, nur einzelne Vorkommen sind in seinem Kärtchen verzeichnet. Amanshauser und Ritz haben den Wert dieser Bank offenbar nicht richtig eingeschätzt.

Kalk 3. (Kalke des Neuen Bruches im Spick)

Die Kalke zwischen der *Bornhardtina*-Schicht und den Sötenicher Schwarzmergeln lassen sich vorläufig noch nicht petrographisch-faunistisch charakterisieren, nur ihre Lage zwischen den beiden markanten Schichtengliedern kann vorläufig als Mittel zur stratigraphischen Bestimmung herangezogen werden.

Der Kalk 3 ist aus vorwiegend dickbankigen Kalken zusammengesetzt, die dunkelgrau oder bräunlichgrau gefärbt sind, nach oben dunkler und mergeliger werden und allmählich in die überlagernden schwarzgrauen Gesteine des nächsten Horizontes übergehen. Versteinerungen sind im allgemeinen nicht häufig; es kommen *Stringocephalus* und Einzelkorallen in geringer Menge vor, Stockkorallen sind dagegen selten. Diese Kalke sind vorzüglich in dem Neuen Bruch im Spick und in dem nördlichen Teil des großen Bruches am Osthang des Scheids aufgeschlossen.

Etwa 5—8 m über der *Bornhardtina*-Schicht ist an vielen Stellen eine mergel- und versteinerungsreiche Schichtenfolge zu finden, die vor allem durch Häufigkeit von großen Exemplaren von *Atrypa aspera* var. *longispina* Bouchard) (vgl. Quenstedt 1871, S. 215, Taf. 42, Fig. 104) ausgezeichnet ist. Aus dieser Zone stammt auch der einzige Goniatit aus den Kalken von Sötenich. Gute Aufschlüsse bieten die obere Terrasse im Osten des großen Bruches im Wachtberg und die Böschung in der scharfen Straßenbiegung zwischen dem Kalkwerk und Urft.

Sötenicher Schwarzmergel

Neben den Gastropodennestern im Kalk 2 ist die hier als Sötenicher Schwarzmergel bezeichnete Kalk-Mergel-Folge das versteinerungsreichste Schichtenglied des Sötenicher Mitteldevons. Aus diesem als „schwarze Mergelschicht" bezeichneten und als Leitschicht erkannten Lager hat Amanshauser eine neue *Athyris,* die jetzt als *A. amanshauseri* Sprstb. zu bezeichnen ist, beschrieben. Diese Schichtenfolge hat den petrographischen Charakter des rechtsrheinischen Flinzes.

Dieser Horizont setzt sich zusammen aus dicken blauschwarzen Kalkbänken, die zwischen schwarzen Mergelfolgen liegen; die schiefrigen Schichten überwiegen in der Regel in dieser Schichtenfolge. Bei der Verwitterung werden die schwarzen Gesteine an der Oberfläche gebleicht und nehmen helle, weißliche oder gelbliche Farbtöne an. Die schwarze Farbe der Gesteine läßt sich daher bei der Kartierung nicht verwenden, der Versteinerungsreichtum der Schichten leistet aber in den meisten Fällen gute Dienste.

Die Aufschlüsse in den Sötenicher Schwarzmergeln sind am besten auf der linken Urftseite in dem großen Bruch am Osthang des Scheids, an der südlichen Oberkante des durch einen Stollen gelösten, im Scheid eingesenkten Bruches und an der südlichen Oberkante des auf den zuletzt genannten Bruch nach Westen folgenden, alten von Haldenmaterial im vorderen Teil stark zugeschütteten Bruches. Auf der rechten Seite der Urft bringt der neue große Bruch im Spick an der Oberkante der Südwand der untersten Abbausohle und auf der höheren Sohle im Osten gute Beobachtungsmöglichkeiten, außerdem an der südöstlichen Oberkante des jetzt als Dynamitmagazin dienenden Bruches auf der Nordseite der Münchenrather Schlucht.

Kalk 4

Über den Sötenicher Schwarzmergeln geht die Dickbankigkeit der Kalke sehr bald verloren, die Kalke und Mergel gehen allmählich in eine Wechsellagerung von dünnen Mergelbänken und dünnen knolligen Kalkbänken über. Dieser Charakter herrscht aber nur im allgemeinen, es sind immer wieder Bankfolgen von plattigen Kalken zwischengeschaltet. In diesen Kalken erreicht *Cyathophyllum (Schlüteria) quadrigeminum* Gf. em. Schlüt. den Höhepunkt

seiner Entwicklung; in dem großen Bruch am Osthang des Scheids liegen Stöcke dieser Koralle bis zu ½ cbm Inhalt herum. Andere Fossilien sind ebenfalls vorhanden, finden sich aber vorzugsweise in gewissen Bänken konzentriert, die dann meistens nur eine Art enthalten. Durch die Verwitterung nehmen die Kalke und Mergel vorwiegend gelbliche Farbtöne an, und zwar verwittern die Mergellagen wesentlich schneller. In den tieferen Lagen der Kalke 4 kommen dicht über den Sötenicher Schwarzmergeln im neuen Bruch im Spick oberhalb der oberen Abbausohle einige Bänke eines aschgrauen Kalkes vor, die erfüllt sind von einer großen Art der Gattung *Leperditia*. Eine dünne Bank im großen Bruch am Osthang des Scheids zwischen der obersten und der nächsttieferen Abbausohle ist ausgezeichnet durch die Häufigkeit von großen Exemplaren von *Euomphalus laevis* Gf. und *Paracyclas proavia* Gf. Gute Aufschlüsse in diesen Kalken bieten die höhere Abbausohle des großen Bruches am Osthang des Scheids und der langgestreckte alte Bruch nördlich von dem Kammweg des Bergrückens zwischen Scheid und Pielstein, vor allem der neue Bruch im Spick oberhalb der höheren Abbausohle und endlich der Eisenbahneinschnitt SW vom Spick.

Eifeldolomit

Oben wird die Schichtenfolge des Kalkes 4 durch den Eifeldolomit abgeschlossen, dessen untere Grenze keine bestimmte, immer gleichbleibende stratigraphische Lage einnimmt; die Dolomitisierung setzt vielmehr in der Sötenicher Mulde ebenso wie wahrscheinlich in der Mehrzahl der Eifelkalkmulden in sehr verschiedener Höhe ein. Die sozusagen normale untere Grenze des Eifeldolomites scheint mir die auf dem Pielstein und auf der Stolzenburg zu beobachtende zu sein, während im Nordosten und Südwesten der Mulde die Dolomitisierung offenbar tiefer im Schichtenprofil hinabreicht.

Oestlich von Sötenich kann man Beobachtungen machen, die dartun, daß die Dolomitisierung lokal eine Oberflächenbildung ist, die mit der Vererzung zusammenhängt. Noch innerhalb des Kartengebietes ragen im Osten aus der großen Dolomitfläche einzelne Inseln von Kalk hindurch und außerdem zeigt der Beuststollen, daß der Kalk untertage eine größere Ausdehnung besitzt als übertage; er hat bis an die östliche Kartengrenze fast ausschließlich Kalk durchfahren, während übertage schon vor dem Knick des Stollens Dolomit ansteht. Auch an der Fauna ist zu erkennen, daß der Dolomit verschieden alte Schichten ersetzt, denn auf dem Bergrücken ONO von Dalbenden bei Urft ist auch die *Bornhardtina*-Schicht in Dolomitfazies vorhanden und im Schleidener Forst SO von Urft und am Butterweck W von Zingsheim sind im Dolomit so massenhaft Schnecken erhalten, daß man vermuten muß, in diesen Schneckendolomiten die Schneckenkalke von Sötenich, Kalk 2, vor sich zu haben.

Da der Dolomit in der Sötenicher Mulde einen sehr verschiedenen stratigraphischen Umfang besitzt, darf man auch den von Reuling (1913) eingeführten Namen: Schönecker Dolomit nicht anwenden, der etwas oberhalb des *Amygdalina*-Horizontes beginnt.

Eine Unklarheit im Kartenbild besteht noch zwischen dem Taubenstein und der Buntsandsteindecke nordöstlich von der Spur des Beuststollens. Hier steht übertage, nordöstlich von dem Unteren Mitteldevon, im Fortstreichen gegen NO Dolomit an. Leider sind hier infolge der Überrollung der Berghänge mit Buntsandsteingeröllen oder mit Dolomitstücken die Aufschlüsse so

unklar, daß eine Entscheidung darüber, ob die Grenze zwischen dem Dolomiten und den Sötenicher Schiefern eine Verwerfung oder eine Grenze der metasomatischen Verdrängung ist, sehr schwer zu treffen ist. Es liegt näher, an eine Verwerfung zu denken, da es schwer vorstellbar ist, daß mergelige Tonschiefer und Kalksandsteine in reinen Dolomit umgewandelt werden können. Auf der Karte ist diese Grenze als Grenze der Dolomitisierung eingetragen, so wie ich sie beobachtet habe, um einer späteren Klärung nicht vorzugreifen.

Die Girzenberg-Fauna mit *Uncites gryphus* Schl.

Die durch vorzügliche Erhaltung ausgezeichnete und an Schnecken reiche sog. Girzenberg-Fauna ist übertage nicht bekannt. Sie stammt aus dem Beuststollen und ist wohl ausschließlich aus den vielen kleinen Halden gesammelt worden, die in dem Tannenwäldchen östlich von dem westlicheren Wochenendhaus in der Münchenrather Schlucht verstreut liegen. Diese Fauna, deren Zusammenstellung noch in Arbeit ist, enthält große Exemplare von *Uncites gryphus* Schl., zahlreiche Schnecken und Spongiennadeln. Nach der Aufwältigung des Beuststollens ist die Fauna auch untertage in schokoladenbraunen Mergeln und Mergelkalken hinter dem sog. Mangan-Eisenerzlager des Beuststollens zuerst von W. Henke, der darin auch *Uncites gryphus* gefunden hat, wiederentdeckt worden. Die schokoladebraunen Mergel sind auf den Halden vielfach zu einer weißlichen, kreideartigen, lockeren Masse gebleicht und zerfallen; die Fossilien lassen sich aus der kreideartigen Masse am besten gewinnen, wenn nach dem Umwerfen der Halden stärkere Regengüsse die Versteinerungen oberflächlich ausgewaschen haben. Ritz erwähnt *Uncites gryphus* sonst nur noch aus der großen Pinge südlich vom Birkenberg bei Eiserfey im Dolomit; an dieser Stelle habe ich neben anderen Fossilien nur *Stringocephalus burtini* gefunden.

Kurze Übersicht über den Fossilinhalt der Schichtenfolge von Sötenich

Die Fauna der Kalke von Sötenich ist im ganzen gut bekannt, dagegen fehlen uns vollständige Fossillisten von einzelnen genau bezeichneten Fundpunkten. Für die Zukunft muß gefordert werden, daß nicht, wie es bisher fast ausnahmslos geschehen ist, Sammelfossillisten für ein Schichtenglied gegeben werden, sondern Spezialfossillisten von einigen wenigen, besonders charakteristischen Fundstellen. So sind auch alte Fossilangaben, etwa unter der Bezeichnung: „Wachtberg" oder „Spick" bei Sötenich für stratigraphische Untersuchungen gänzlich wertlos. Es sind zwar mitunter Fossilien aus einzelnen Bänken, z. B. von Berger aufgezählt worden, aber diese Angaben nützen auch nicht viel, weil dieser Autor nur ganz wenige, ihm selbst wichtig erscheinende Formen aufgeführt hat. Quiring hat beispielsweise für den Hembüchelkalk (1914, S. 122—123) eine Faunenliste in Form einer Tabelle gegeben, aus der die Verteilung ihrer Bestandteile auf 4 Fundstellen zu ersehen ist, aber einer dieser Fundpunkte lautet: „Kirspenicher Gebiet, 4 Fundpunkte". Mit solchen Angaben ist niemandem gedient. Die Ansichten der Autoren über die Einreihung einzelner Fundpunkte in das stratigraphische Schema wechseln, der Fossilinhalt einer Bank oder eines Aufschlusses bleibt derselbe und kann in vielen Fällen nachgeprüft werden. Daher muß mit der faunistischen Erforschung des Schichtenprofils der Sötenicher Mulde von vorn begonnen werden.

Obwohl, wie in der Einleitung hervorgehoben worden ist, die Fauna der Sötenicher Mulde von mir noch nicht hinreichend durchgearbeitet worden ist, vor allem weil das Schleifen und Polieren der Korallen erst zum Teil erledigt werden konnte, läßt sich doch auf Grund der bisherigen Veröffentlichungen unter Zuhilfenahme der Bestimmungen meiner eigenen Aufsammlungen ein kurzer Überblick über die Faunenelemente geben.

Für den Biostratigraphen sind nur einige wenige Schichtenpakete des Sötenicher Profiles von entscheidender Bedeutung, und nur auf diese soll in dieser kurzen Übersicht eingegangen werden. Die Fauna des Kalkes α und diejenige der Sötenicher Schiefer ist weniger wichtig, weil das untermitteldevonische Alter dieses Kalkes einwandfrei festliegt und weil in den Sötenicher Schiefern keine Korallen vorkommen, die für biostratigraphische Vergleiche mit den anderen Eifelkalkmulden bei der Bewertung augenblicklich im Vordergrund stehen. Auch die Kalke 1, 2, 3 und 4, die zwar Korallen, allerdings wenige charakteristische, führen, die aber für die Verfolgung durch Kartierung wenig geeignet sind, beanspruchen zunächst geringere Beachtung. Dagegen liegen wirkliche Prüfsteine des Sötenicher Profiles im Kalk β und in den *Reticularis*-Mergeln, in der *Bornhardtina*-Schicht und in den Sötenicher Schwarzmergeln vor. Wenn es gelingt, diese Schichtenglieder biostratigraphisch mit Schichtengliedern anderer Eifelkalkmulden zu parallelisieren, dann wird es nicht schwer werden, das ganze Schichtenprofil von Sötenich biostratigraphisch richtig zu entziffern.

Der Kalk β führt im allgemeinen sehr wenig Versteinerungen, und nur an einigen wenigen Punkten finden sich neben den häufiger zu findenden Leitfossilien: *Spirifer steinmanni* E. Schulz und *„Schlüteria" darwini* (Frech) andere Korallen recht selten. Die in der folgenden Faunenliste aufgeführten Arten finden sich an den folgenden, in der Liste mit übereinstimmenden Ziffern bezeichneten Fundstellen: Marmorbruch bei Urft = 1, Klippen am Oberen Weg: Sötenich—Kalkwerk = 2, Einsenkung zwischen Rothenburg und Tiesberg bei Wachendorf = 3 und östlich von der Straße Zingsheim—Weyer, südlich von der Dolomitgrenze = 4; Fundpunkt 3 und Fundpunkt 4 z. T. auf Blatt Münstereifel gelegen.

	1	2	3	4
Lythophyllum (Paralythoph.) cf. *crassum* Wdkd.	+			
Microplasma sp.			+	
Keriophyllum heiligensteini Wdkd.			+	
Grypophyllum cf. *tenue* Wdkd.			+	
Grypophyllum isactis (Frech)				+
Grypophyllum regressum Wdkd.			+	
Campophyllum sp.	+			
„Schlüteria" darwini (Frech) (= *antiqua* Amansh.)		+		
Phacellophyllum caespitosum (Gf.)	+			
Orthothetes umbraculum Schloth.	+			
Spirifer steinmanni E. Schulz	+	+	+	+
Spirifer aff. *aperturatus* Schloth. (non var. *latistriata* Frech)	+			
Athyris concentrica v. B.	+		+	

Die Faune der *Reticularis*-Mergel ist am reichhaltigsten und am besten bekannt. Unsicher ist aber noch die von E. Kayser und Frech gemachte Angabe, daß *Stringocephalus burtini* Defr. zum ersten Mal in dieser Fauna auftritt. In der folgenden Zusammenstellung der Fauna sind mit arabischen Ziffern die Fundpunkte bezeichnet worden, mit römischen Ziffern dagegen die Autoren, welche die Angaben gemacht haben. Die Fundpunkte sind folgende: Westende des großen Bruches im Wachtberg bei Sötenich = 1, Nordseite des Gipfels 460,4, SW von Sötenich = 2, Garten im unteren Rinnener Tale auf der Nordseite, gegenüber von dem Kalkofen des Zilkens'schen Kalkwerkes = 3 und Bachanschnitt am Hermann Josef-Haus bei Urft = 4. Die Autoren sind bezeichnet: Frech = I, Amanshauser = II, Ritz = III und ich selbst = IV.

	1	2	3	4
Lythophyllum sp.		IV	IV	
Microplasma fractum Schlüt.			IV	
Stenophyllum diluvianum Amansh.	II			
Rhopalophyllum cf. *pseudofibratum* Wdkd.		IV		
Rhopalophyllum cf. *cicatricosum* Wdkd.			IV	
Cyathophyllum heterophyllum				III
Dohmophyllum cf. *involutum* Wdkd.	IV			
Leptoinophyllum vermiculare (Frech)	I IV			
Campophyllum pseudoflexuosum Amansh.	II	III		
Campophyllum bathycalix (Frech)		III IV		
Campophyllum ceratites Gf.		III		
Campophyllum sp.		IV		
„*Schlüteria*" *darwini* (Frech) (= *antiqua* Amansh.)	II			
Phacellophyllum caespitosum (Gf.)		IV		
Hallia callosa (Ludwg.)		IV		
Zaphrentis guilleri Barrois		III		
Calceola sandalina Lam.	II	IV		
Orthis (Schizophoria) striatula v. Schl.		III IV		III IV
Orthis (Rhipidomella) eifliensis Vern.		III IV		
Strophomena caudata Schnur		III		III
Leptaena subtetragona F. Roem.		III		
Leptaena lepis Br.		IV		
Leptagonia rhomboidalis Wahlbg.		IV	IV	
Orthothetes umbraculum v. Schl.		III	IV	III
Chonetes minuta Gf.		III		III
Productella subaculeata (Murch.)		III		III
Atrypa aspera v. Schl.	IV	III IV	IV	
Atrypa plana Kays.		III		
Spirifer aviceps Kays.		IV		III
Spirifer inflatus Schnur		III		III
Sprifer mucronatus var. *diluviana* Stein.		III IV		IV
Spirifer undiferus F. Roem.		III	IV	
Cyrtina heteroclita Defr.		III	IV	
Athyris concentrica v. B.		III IV	IV	III

	1	2	3	4
Kayseria lens (Phill.)		III		
Bifida lepida (Gf.)		III		
Bifida dividua (Schnur)		IV		
Rhynchonella parallepipeda Br.		III		
Rhynchonella primipilaris v. B.		IV		
Rhynchonella pentagona Gf.		III		III
Dechenella sp.			IV	

Die unten angeführte Fauna aus dem Kalk 1 stammt ausschließlich aus dem großen Bruch im Wachtberg bei Sötenich, und zwar aus den Schichten, die die Nordseite des Bruches zwischen der nördlichen Föderbrücke und der nordöstlichen Ecke des Bruches bilden. Die Autoren für die Fossilangaben sind wieder bezeichnet worden mit: Amanshauser = II, ich selbst = IV und Heinrich = V.

Lythophyllum sp.			IV
Microplasma cf. *fractum* Schlüt.			IV
Microplasma cf. *schlüteri* Wdkd.			IV
Mesophyllum primum Amansh.		II	
Leptoinophyllum vermiculare (Gf.)			IV
Stenophyllum cf. *intermedium* (Borch.)			IV
Dialythophyllum ? sp.			IV
Cosmophyllum sp. sp.		II	
Pseudocosmophyllum sp.			IV
Campophyllum mediotextum Amansh. Ms.		II	
Campophyllum soetenicum Schlüt.			IV
Campophyllum pseudoflexuosum Amansh. Ms.			IV
Campophyllum cf. *parvum* Amansh. Ms.			IV
„*Schlüteria*“ *sphaeroides* Amansh. Ms.		II	
„*Schlüteria*“ cf. *emsti* Wdkd.			IV
„*Schlüteria*“ cf. *quadrigemina* (Gf.)			IV
„*Schlüteria*“ sp.			IV
Hallia callosa (Ludwg.)			IV
Calceola sandalina Lam.			IV
Amphipora ramosa (Phill.)			V
Spirifer mediotextus Vern.		II	IV
Spirifer undiferus F. Roem.		II	IV

Die aus dem Kalk 2 stammende Fauna ist am längsten aus der Sötenicher Mulde bekannt. Die reiche Gastropodenfauna hat Kirchner 1914 vollständig zusammengestellt. Da sie für biostratigraphische Vergleiche keine Bedeutung hat, soll sie im folgenden nicht noch einmal aufgezählt werden. Außer den Gastropoden sind mir von der Ostwand des großen Bruches im Wachtberg die nachstehend genannten Arten aus diesem Kalk bekannt; die Autoren sind mit den gleichen römischen Ziffern wie vorher gekennzeichnet.

„Schlüteria" dissoluta Amansh. Ms.	II			
Campophyllum pseudoflexuosum Amansh. Ms.		IV		
Spinophyllum sp.		IV		
Mecynodus carinatus Gf.		IV		
Mecynodus oblongus Gf.		IV		
Megalodus abbreviatus (Schloth.)		IV		
Leperditia sp. sp.		IV		
(Uncites gryphus [v. Schloth.]) ? ?			V	

In der den Kalk 2, die Gastropodenschichten, nach oben abschließenden *Bornhardtina*-Schicht werden von den wie vorher gekennzeichneten Autoren von der Ostwand des Wachtbergbruches genannt:

Stringophyllum normale Wdkd.	II	
Stringophyllum primordiale Wdkd.	II	
Stringocephalus burtini Defr.	II	IV
Bornhardtina laevis var. *onychophora* Sprstb.	II	IV

Die Fauna der Sötenicher Schwarzmergel in der folgenden Liste verteilt sich auf drei Fundpunkte: großer Bruch am Osthang des Scheids bei Sötenich = 1, neuer Bruch im Spick bei Sötenich, Oberkante der Südwand der untersten Sohle, besonders auf der oberen Terrasse im Osten = 2 und alter Bruch auf dem Scheid bei Sötenich, westlich von dem durch einen Stollen gelösten großen Bruch = 3.

	1	2	3
Microplasma fractum Schlüt.	+	+	
Microplasma sp. (4—4,5 cm Durchmesser)		+	
Campophyllum soetenicum Schlüt.		+	
Campophyllum pseudoflexuosum Amansh. Ms.			+
Campophyllum ceratites (Gf.)			+
Campophyllum sp.	+		+
Cyathophylloides ? sp.	+		
„Schlüteria" emsti Wdkd.	+		
„Schlüteria" quadrigemina (Gf.)			+
Hallia callosa (Ludwg.)	+		
Productella subaculeata Murch.	+		
Atrypa reticularis L.		+	+
Spirifer mediotextus Arch. Vern.		+	
Spirifer gerolsteinensis Stein.	+	+	+
Spirifer undiferus F. Roem.	+		
Spirifer hians v. B.			+
Spirifer sp.			+
Athyris concentrica v. B.		+	+
Athyris amanshauseri Sprstb.	+	+	
Meristella (Dicamara) prunulum (Schnur)			+
Stringocephalus burtini Defr.	+		
Bornhardtina laevis var. *onychophora* Sprstb.	+	+	

	1	2	3
Newberria caiqua Arch. Vern.	+		
Rhynchonella procuboides Kays.		+	
Rhynchonella (Pugnax) pugnoides (Schnur)			+
Rhynchonella sp.		+	
Paracyclas proavia Gf.	+	+	+
Euomphalus sp.	+		
Bellerophon sp.		+	
Dechenella sp.	+		

Dieser Überblick zeigt, daß die Verteilung der Korallenfauna z. T. nicht ganz mit der biostratigraphischen Aufeinanderfolge der Korallen übereinstimmt, über die Wedekind und seine Schüler aus anderen Eifelkalkmulden berichtet haben.

Wenn man die Niveaubeständigkeit des *Spirifer steinmanni* E. Schulz in der Sötenicher Mulde voraussetzt, was aber noch nicht erwiesen ist, und wenn man weiter das Lager dieses *Spirifer* an die obere Grenze des Unteren Mitteldevons im Sinne Wedekind's stellt, dann hat die begleitende Korallenfauna eine z. T. befremdliche Zusammensetzung. Daß *Spirifer steinmanni* im Urfttalprofil bei Sötenich an der obersten Grenze des Unteren Mitteldevons liegt, hat einen großen Grad von Wahrscheinlichkeit, denn in der Sötenicher Mulde hat Kayser die jenen überlagernden *Reticularis*-Mergel als Crinoidenschicht und damit als tiefste Stringocephalenschicht aufgefaßt und in der Hillesheimer Mulde hat Gotthold Meyer in seiner Dissertation, also offenbar mit Zustimmung Wedekind's, den *Spirifer steinmanni* in die Dohmophyllenstufe oder in die Auburg-Schichten an der oberen Grenze des Unteren Mitteldevons gestellt. In der Sötenicher Mulde aber kommt zusammen mit *Sp. steinmanni Keriophyllum heiligensteini* Wdkd. aus der tieferen *Keriophyllum*-Stufe vor und anderseits drei Arten von *Grypophyllum,* einer Gattung, die nach Wedekind in der obersten Abteilung seines Mittleren Mitteldevons, in der *Spar-ganophyllum*-Stufe, heimisch sein soll. Auch die Gattung *Lythophyllum* kommt hier sehr tief vor, denn sie soll in der unteren und in der mittleren Abteilung des Mittleren Mitteldevons verbreitet sein.

Die *Reticularis*-Mergel müßten als unterste Abteilung des Mittleren Mitteldevons zur *Leptoinophyllum*-Stufe Wedekind's gehören, und das Vorkommen von *Leptoinophyllum vermiculare* (Gf.) stimmt damit überein. *Stenophyllum diluvianum* Amansh. aber müßte wohl erst höher im Schichtenprofil liegen, denn die *Stenophyllum*-Stufe folgt erst über der *Leptoinophyllum*-Stufe. Dagegen aber finden sich *Rhopalophyllum* cf. *pseudofibratum* Wdkd. und *Rh.* cf. *cicatricosa* Wdkd. und *Dohmophyllum* cf. *involutum* Wdkn. ganz offenbar in einem viel zu hohen Niveau. Wenn die Korallengattungen wirklich, wie Wedekind wahrscheinlich zu machen sucht, nur eine relativ kurze Lebensdauer gehabt haben und sich schnell zu immer neuen Formen umgebildet haben, dann wird es schwer sein, dafür eine befriedigende Erklärung zu finden, daß in den tiefsten Korallen führenden Schichten von Sötenich einesteils

Korallen vorkommen, die in anderen Eifelkalkmulden in älteren Schichten verbreitet sind, und anderseits solche, die dort jüngeren Schichtengliedern angehören.

Die Korallenfauna des Kalkes 1 zeigt nur wenige Abweichungen von dem biostratigraphischen Schema Wedekind's. Es sind hier vorhanden: *Stenophyllum* cf. *intermedium* (Borch.), *Cosmophyllum* sp. und *Pseudocosmophyllum* sp. sp. und *Lythophyllum*. Bemerkenswert ist aber, daß *Cosmophyllum* und *Pseudocosmophyllum* offenbar ganz tief in dieser Kalkfolge liegen, denn man findet sie nur unmittelbar über dem Dolomit 1, der die *Reticularis*-Mergel überlagert. *Leptoinophyllum vermiculare* (Gf.) ist in diesem Kalk ein Nachzügler, *Dialythophyllum* ? sp. dagegen dürfte man erst in wesentlich jüngeren Schichten erwarten.

In der Korallenfauna des Kalkes 2 ist nur das Vorkommen von *Spinophyllum* sp. hervorzuheben, es ist aber wohl nicht ungewöhnlich.

In der *Bornhardtina*-Schicht habe ich bisher das Vorkommen von *Stringophyllum* nicht bestätigen können. Es besteht ein Wiederspruch gegenüber dem Wedekind'schen Gliederungsschema des Mittleren Mitteldevons, nach dem das Lager der glatten Uneiten in die *Sparganophyllum*-Stufe gestellt wird, also unter die Schichten mit *Stringophyllum*. Es ist jedenfalls höchst auffällig in der Sötenicher Mulde, daß von mir nirgends ein *Stringophyllum* in der mächtigen Kalkfolge gefunden worden ist, die über der *Bornhardtina*-Schicht noch folgt.

Die eigenartigste Schichtenfolge des Sötenicher Profiles, die Sötenicher Schwarzmergel, hat leider eine sehr wenig charakteristische Korallenfauna, die keine Leitformen des Mittleren oder Oberen Mitteldevons nach Wedekind's biostratigraphischem Schema enthält. Die über den Sötenicher Schwarzmergeln folgenden Kalke 4 enthalten außer großen Stöcken von „*Schlüteria*" cf. *quadrigemina* Gf. ebenso wenig für die Stratigraphie brauchbare Korallen, soweit meine bisherigen Aufsammlungen ein Urteil zulassen.

Es bedarf daher noch sehr umfangreicher und sorgfältiger Aufsammlungen, bis das Kalkprofil von Sötenich mit den von Wedekind und seinen Schülern in den südlicheren Eifelkalkmulden erkannten Aufeinanderfolge der Korallenfaunen in befriedigende Übereinstimmung gebracht werden kann.

Geologische Literatur der Sötenicher Mulde

Amanshauser, Helmut: Die Biostratigraphie des Lenneschiefers auf Grund der Korallen und Brachiopoden. — Sötenich, S. 21—22. — Dissertation Marburg 1922 (unveröffentlicht).

Baur, F.: Über die Lagerung der Dachschiefer, über Wetzschiefer und über die von der Schichtung abweichende Schieferung der Tonschiefer im nordwestlichen Theil des Dürener Bergwerks-Bezirkes. — Karstens Archiv, 2. Reihe 20, S. 351—403. Berlin 1846.

— : Erläuterungen zu den Profilen des linksrheinischen Gebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., 1, S. 466—475, 1 Profiltafel. Berlin 1849.

Berger, Ludwig: Die Nordwesthälfte der Sötenicher Mulde; ihre Ausbildung in streichender Richtung von Sistig bis Keldenich auf der Grundlage des Urft-Profils. — Verh. Nat. Ver. Rhld. u. Westf., 66, S. 1—28, 2 Taf. Bonn 1908.

Doering, A.: Über Newberria und verwandte Formen im rheinischen Mitteldevon. — Verh. Naturh. Ver. Rhld. u. Westf., 71, S. 263—271. Bonn 1915.

Frech, F.: Die Cyathophylliden und Zaphrentiden des rheinischen Mitteldevon, eingeleitet durch einen Versuch einer Gliederung desselben. — Palaeontol. Ah. (Dames & Kayser), Bd. 3, H. 3. Berlin 1886.

Heinrich, M.: Studien in den Riffkalken des rheinischen Oberen Mitteldevons. — Dissertation. Bonn 1914.

Holzapfel, E.: Beobachtungen im Unterdevon der Aachener Gegend. — Jb. preuß. geol. L.-A., 20, S. 199—226, besonders S. 216. Berlin 1900.

— : Die Geologie des Nordabfalls der Eifel, mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., Heft 66. Berlin 1910.

Kayser, E.: Über die Entwicklung der devonischen Formation in der Gegend von Aachen und in der Eifel. — Verh. Nat. Ver. Rhld. u. Westf., Corr.-Bl. S. 61—64. Bonn 1870.

— : Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devon, 2. — Z. deutsch. geol. Ges., 23, S. 239—376. Berlin 1871.

Kirchner, H. S.: Mitteldevonische Gastropoden von Sötenich in der Eifel. — Dissertation Würzburg; dgl. Verh. Naturhist. Ver. Rhld. u. Westf., 71. (1914), S. 139—260, Taf. 2. Bonn 1915.

Kuckelkorn & Vorster, H.: Das Gebiet der Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde in der Eifel. — Geologische Rundschau (Steinmann-Festschrift) 17 a, S. 512—543, Taf. 20—22, 1 Abb. Berlin 1926.

Kuckelkorn, L.: Das Südende der Blankenheimer Mulde. — Ber. Vers. Niederrh. Geol. Ver. Sitzber. C., S. 65—68. Bonn 1926.

Meyer, Gotthold: Die Mitteldevon-Mulde von Hillesheim (Eifel). — Dissertation Marburg 1923 (unveröffentlicht).

Quiring, H.: Zur Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. — Jahrb. schles. Ges. vaterl. Kultur, Abt. VI, S. 172, 1 Karte. Breslau 1912.

— : Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. — Jb. preuß. geol. L.-A., 34, T. 2, S. 81—223, 1 Taf., 23 Abb. Berlin 1914.

— : Beiträge zur Kenntnis der Spiriferenfauna des Mitteldevons der Eifel. — Jb. preuß. geol. L.-A., 35, T. II, S. 327—335, Taf. 13. Berlin 1914.

— : Die stratigraphische Lage der Schicht mit *Newberria caiqua* d'Arch. & Vern. in der Nordosthälfte der Eifelkalkmulde von Sötenich. — Verh. Naturh. Ver. Rhld. u. Westf., 71, S. 263—271. Bonn 1915.

Reuling, Th.: Dolomit-Studien im Devon der Eifel. — Senckenbergiana, 13, S. 271 bis 293. Frankfurt a. Main 1931.

Ritz, Heinrich: Die Südwesthälfte der Sötenicher Mitteldevon-Mulde. — Jb. preuß. geol. L.-A., 51, S. 565—574, 1 Karte, Taf. 69. Berlin 1931.

Roemer, Carl Ferdinand: Das Rheinische Übergangsgebirge. Eine paläontologisch-geognostische Darstellung. — Hannover 1844.

Beyrich, E.: Beiträge zur Kenntnis der Versteinerungen des Rheinischen Übergangsgebirges. 1. Heft. — Berlin 1837.

Schulz, E.: Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1882, S. 158—250, Taf. 19—23. Berlin 1883.

— : Über einige Leitfossilien der Stringocephalenschichten der Eifel. — Verh. Nat. Ver. Rhld. u. Westf., 70, S. 335—385, Taf. 7—9. Bonn 1913.

Steininger, J.: Geognostische Beschreibung der Eifel. — Mit 1 geolog. Karte, 1 Profiltafel und 9 Tafeln. Trier 1853.

Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel, eine biostratigraphische Studie: 1. Teil Die Tetrakorallen des Unteren Mitteldevon. — Schrft. Ges. Befrdg. gesamt. Natw. Marburg, 14, S. I—IV, 1—93, 122 Abb. Marburg 1924.

— : Das Mitteldevon der Eifel etc. 2. Teil Materialien zur Kenntnis des Mittleren Mitteldevon. — Ebenda, S. I—VII, 1—85, 2 Tab., 106 Abb. Marburg 1925.

— : Kritische Bemerkungen zur Gliederung des Eifeler Mitteldevons. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 86, S. 19—28, Taf. 3. Berlin 1934.

Wemmer, M.: Die Erzlagerstätten der Eifel. — Dissertation. Bonn 1909.

Winterfeld, F.: Über den mitteldevonischen Kalk von Paffrath. — Z. deutsch. geol. Ges., 46, S. 687 ff. Berlin 1894.

— : Über eine Caiqua-Schicht, das Hangende und Liegende des Paffrather Stringocephalenkalkes. — Z. deutsch. geol. Ges., 47, S. 645 ff. Berlin 1895.

— : Der Lenneschiefer. — Z. deutsch. geol. Ges., 50, S. 5—7. Berlin 1898.

Wunstorf, W.: Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. — Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-A., H. 6, S. 157—168. Berlin 1931.

Nichtgedruckte Examensarbeiten im Archiv der preuß. geol. Landesanstalt

Bruch: Die Eifelkalkmulde von Sötenich zwischen Pesch und Eschweiler. — Archiv Nr. 2260. 1912.

Gropp, W.: Die Sötenicher Eifelkalkmulde. — Archiv-Nr. 1831. 1908.

Meisner, M.: Die Sötenicher Eifelkalkmulde (südwestlicher Teil des Südflügels). — Archiv-Nr. 2044. 1910.

Quiring: Die Eifelkalkmulde von Sötenich zwischen Pesch und Eschweiler. — Archiv-Nr. 2024. 1910.

Staute: Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der Sötenicher Eifelkalkmulde. — Archiv-Nr. 2323. 1911/1912.

Tobies: Die Sötenicher Eifelkalkmulde in ihrer Erstreckung zwischen den Orten Sötenich, Sistig, Wahlen und Urft. — Archiv-Nr. 2345. 1911.

Vorster: Geologische Aufnahmen des südöstlichen Teiles der Sötenicher Eifelkalkmulde. — Archiv-Nr. 1937. 1909.

Urschrift eingegangen am 31. Mai 1935.

Druckauftrag erteilt am 22. Januar 1936.

Über eine gemeinsame Exkursion durch die Siegener Schichten des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen

Von E. Asselberghs, Löwen (Belgien), W. Henke, Siegen, W. Schriel, Berlin, W. Wunstorf, Berlin

Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle

Einleitung und Problemstellung von W. Henke, Siegen

Die abgeschlossenen Kartierungsarbeiten im engeren Siegerland (Bl. Siegen, Freudenberg, Hilchenbach, Wenden, Olpe und Kirchundem) der Geologischen Landesanstalt haben gezeigt, daß die darauf durchgeführte Dreigliederung der Siegener Schichten sehr wohl geeignet ist, den Aufbau dieses Gebietes zu klären. Es spielt hierbei keine Rolle, daß die Durchführung im einzelnen nicht überall gleichmäßig erfolgt ist.

Die in den anderen Verbreitungsgebieten der Siegener Schichten durchgeführten Arbeiten brachten im großen und ganzen eine Bestätigung der Gliederung. Nur die Durchführung in den weiter abliegenden Gebieten machte Schwierigkeiten und brachte Ergebnisse, die nicht mit den bisherigen Ansichten in Einklang gebracht werden konnten, so daß von gewissen Seiten die Gültigkeit der Dreigliederung des Siegener Unterdevons angezweifelt wurde.

Auf Exkursionen waren die Kartierungsergebnisse im Ahrtal, in der Eifel, im Gebiet von Monschau und im Bergischen Land gezeigt worden, die viele Übereinstimmungen mit denen des engeren Siegerlandes zeigten. Man war aber auch zu Ergebnissen gekommen, die Henke nicht mit seinen Feststellungen in den Siegener Schichten in Einklang bringen konnte. Durch zahlreiche Begehungen des Gebietes zwischen Rhein und Siegerland, durch Auswertung der Grubenuntersuchungen und Verwertung der gemeinsamen Exkursionen mit Herrn Burre hatte Henke eine geologische Übersichtskarte der Siegener Schichten zwischen Siegen und dem Rhein entworfen, die dazu beitragen sollte, die Meinungsverschiedenheiten zwischen den verschiedenen Bearbeitern zu klären. Im Jahre 1932 faßte er seine Untersuchungsergebnisse in den Siegener Schichten zwischen Ahrtal und Mayen auf einer Karte zusammen und gab die Verbreitungsgebiete der einzelnen Horizonte der Siegener Schichten darauf wieder. Diese Ergebnisse zeigten die südliche Eifel als einen großen Sattel von Unteren Siegener Schichten und kamen dadurch in einen Widerspruch mit den Aufnahmen von Ebert und Ahrens. Nach dem Literaturstudium war Henke der Meinung, daß eine vollständige Übereinstimmung der Gliederung der Siegener Schichten von Asselberghs in

den Ardennen und seiner des Rheinischen Schiefergebirges vorhanden wäre. Schon auf dem internationalen Geologenkongreß in Madrid hatte eine Aussprache zwischen ihnen über die Übereinstimmung ihrer Gliederungen stattgefunden und damals war der Wunsch entstanden, auf einer gemeinsamen Exkursion in beiden Arbeitsgebieten die Erfahrungen auszutauschen.

Im Jahre 1933 und 1934 kamen durch Anregung von Henke zwei gemeinsame Exkursionen von belgischen und deutschen Geologen zustande. Während Asselberghs, Henke und Schriel die gesamten Exkursionen mitmachten, beteiligte sich Wunstorf nur in seinem Arbeitsgebiet daran. Herr Maillieux nahm nur an einem Tag teil, an dem er die Liebenswürdigkeit hatte, uns zu führen.

Problemstellung

Es sollte durch gemeinsame Begehungen in den verschiedenen Gebieten folgende Fragen behandelt werden:

A. Im deutschen Verbreitungsgebiet

1. Kann das wenig mächtige Schichtenprofil der Siegener Schichten nördlich des Hohen Venn südlich von Aachen gegliedert werden und welche Horizonte sind hier vertreten?
2. Wie ist die Dreigliederung im Profil bei Monschau durchzuführen? Fehlen bei Monschau die Unteren Siegener Schichten?
3. Ist der Eifeler Hauptsattel aus Unteren Siegener Schichten aufgebaut und ist der Vergleich der Fazies mit denen der Ardennen statthaft?
4. Sind die Hunsrückschiefer am Südrand des Siegener Hauptsattels eine Fazies der Oberen Siegener Schichten und dasselbe, was man in den Ardennen als Schiefer von Neufchâteau bezeichnet?
5. Ist die Obere Grenze der Siegener Schichten unter oder über die Gilsbacher Quarzite zu legen?
6. Welche Schichten im nördlichen Siegerland sind dem Gedinnien zuzurechnen?
7. Kann die Dreigliederung der Siegener Schichten auch im Gebiet der unteren Sieg und bei Overath durchgeführt werden?

B. Im belgischen Verbreitungsgebiet

1. Wie ist die Dreigliederung der Siegener Schichten nördlich des Hohen Venn südwestlich von Eupen durchgeführt worden?
2. Kann die Ausbildung der Siegener Schichten in nördlicher Fazies auf dem Nordflügel der Mulde von Dinant mit deutschen Vorkommen verglichen werden?
3. Ist die Ausbildung der Siegener Schichten in südlicher Fazies mit der in der Eifel zu vergleichen?
4. Wie verhält sich die Gliederung der Siegener Schichten von Asselberghs zu der deutschen Dreigliederung.

Exkursion vom 12. bis 21. Juni 1933 im deutschen Verbreitungsgebiet

Die Exkursion zur Klärung der Fragen A_1 bis A_2 wurde von Wunstorf geführt, sie ging durch das Gebiet nördlich und südlich des Hohen Venn.

In der südlichen Eifel, im Westerwald und im Siegerland führte Henke, hier wurden die Fragen A_3 bis A_6 behandelt.

Schriel übernahm die Führung im Gebiet der unteren Sieg und im Bergischen Land; diese Exkursion sollte A_7 klären.

Asselberghs führte auf allen Exkursionen in den Ardennen bis auf die Exkursionen, die im Gebiet von Couvin stattfanden. Hier führte Herr Maillieux.

Auf den Exkursionen wurden die Fragen B_1 und B_2 während der ersten zwei Tage behandelt, die anderen während der übrigen Exkursionen.

I. Bericht über die Ergebnisse der Exkursion durch das Gebiet nördlich und südlich des Hohen Venn

Von W. Wunstorf, Berlin

II. Bericht über die Exkursionen durch die südliche Eifel, den Westerwald und das Siegerland

Von W. Henke, Siegen

III. Bericht über die Exkursionen im unteren Siegtal und im Bergischen Land

Von W. Schriel, Berlin

IV. Bericht über die Exkursion in die Siegener Schichten der Ardennen

Von E. Asselberghs, Löwen (Belgien)

I. Bericht über die Begehung des Unterdevons der Nordeifel

Von W. Wunstorf, Berlin

Asselberghs, Ét.: Le Dévonien inférieur de la Prusse Rhénane à l'Ouest des Bassins calcaires de l'Eifel. — Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 5, Heft 1. Louvain 1928.

Wunstorf, W.: Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. — Sber. Geol. L.-A., Berlin, Heft 6. Berlin 1931.

— : Die Siegener Schichten bei Monschau. — Jahrb. Geol. L.-A., 52. Berlin 1931.

— : Bericht über die Exkursion durch das Cambrium, Silur und Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels am 22. und 23. Mai 1932. — Sitzungsber. Naturhist. Verein Preuß. Rheinlande und Westfalens. Bonn 1834.

Die Exkursion begann nach einer Vorbesprechung in Aachen mit dem Besuch der Aufschlüsse im Vichter Konglomerat und in den Zweifaller Schichten bei Schmidthof und führte weiter zu den Salm- und Revin-Aufschlüssen bei Rott und durch das folgende Gedinne-Profil in die Siegener Schichten bei Mulartshütte und Zweifall. Die Stellung der Siegener Schichten liegt fest, nachdem ich bei Mulartshütte *Rensselaeria crassicosta* gefunden habe. Ihre Ausbildung weicht indes sehr wesentlich von derjenigen auf dem Südflügel des Venns ab, sie umfaßt neben grauen, bisweilen auch roten Schiefern quarzitische, fein- und grobkörnige Grauwacken und schließlich auch ein Quarzkonglomerat, das ich in einem Steinbruch im Vollerbachtal gut aufgeschlossen zeigen konnte. Das Konglomerat tritt stets in der Nachbar-

schaft von weißen quarzitischen Sandsteinen auf, die das Profil der roten Gedinne-Schiefer nach oben abschließen, und wird von mir als tiefste Schicht des Siegen angesehen.

Was die Stellung der Siegener Schichten nördlich vom Venn betrifft, so wies Schriel auf die Gesteinsübereinstimmung mit seinen Overather Schichten hin. Er stimmt mit mir deshalb darin überein, daß sie wahrscheinlich das Obere Siegen vertreten (vgl. S. 346). Nach Asselberghs kommen in der Fortsetzung der Gruppe in Belgien Faunen vor, die auf Unteres und Mittleres Siegen hinweisen. Das Obere Siegen steckt nach ihm bereits in den Rotschiefern der Zweifaller Schichten (Unterer Teil). Welche Ansicht die richtige ist, läßt sich zunächst nicht entscheiden. Henke nahm keine bestimmte Stellung ein.

Aus den Siegener Schichten vom Nordflügel des Vennsattels führte die Begehung in die entsprechenden Schichten des Südflügels, wo zunächst ein Profil auf dem Blatt Lendersdorf untersucht wurde, weil Henke damit rechnete, hier bereits Anklänge an die Nordfazies zu finden. In dem untersuchten Profil — westlich, nördlich und südlich von Großhau — liegt an der Basis eine rund 200 m mächtige grauwackereiche Partie. Über ihnen folgen grauwackearme, graue Schiefer und schließlich Schiefer mit einigen wenigen Grauwackebänken. Die Folge entspricht danach dem von mir aufgestellten Profil auf den Blättern Nideggen und Roetgen, in dem ich die genannten Schichtengruppen als Monschauer, Untere und Obere Ruhrberger Schichten unterschieden habe. Irgendein Anklang an die Fazies der Schichten nördlich vom Venn ist nicht vorhanden.

Der zweite Tag begann mit dem Besuch eines Aufschlusses in den Oberen Ruhrberger Schichten bei Woffelsbach, bei dem sämtliche Herren mit mir darin übereinstimmten, daß hier Vertreter der Herdorfer Schichten vorliegen. Darauf wurde das Profil des Belgenbachtals und des Rurtals bis Monschau hin untersucht, in dem die grauwackearmen Tonschiefer der Unteren Ruhrberger Schichten ausstreichen und bei Monschau die Monschauer Schichten einsetzen. Die letzteren wurden dann besonders eingehend südlich von Monschau und in den Aufschlüssen an der Umgehungsstraße untersucht, in denen ich die Seifener Fauna gefunden habe.

Das Ergebnis der Untersuchung der Monschauer Schichten ist das folgende: In ihrer Ausbildung bestehen sie aus einer Wechselfolge von mächtigen Grauwacken und Tonschiefern, die die bunten Schiefer der Gedinne-Stufe überlagert. In ihrem oberen Teil treten in Verbindung mit einer mächtigen quarzitischen Grauwackebank sandige Flasergesteine auf, die Henke als typische Gesteine des Rauhflaserhorizontes ansieht. Sie führen *Rensselaeria crassicosta*. An der Basis des die Flasergesteine führenden Grauwackepackens habe ich meine Fauna gefunden. Die gesamte Schichtenfolge ist rd. 300 m mächtig. Da sie in der Gesteinsausbildung einen zusammengehörenden Komplex bildet, habe ich sie zusammengefaßt und auf das Vorkommen der Seifener Fauna hin als Vertreter der Mittleren Siegener Schichten gedeutet. Asselberghs stimmt mit dieser Auffassung nicht überein, er will die unter den Fauna-Schichten liegenden, etwa 200 m mächtigen, ebenfalls grauwackereichen Schichten als Unteres Siegen abtrennen, weil ähnliche Schichten überall im Süden und Westen von dem Massiv von Stavelot das Untere Siegen darstellen und allmählich zum Gedinne übergehen. Mit meinen Fauna-Schichten be-

ginnt er sein Mittleres Siegen, dehnte dieses dann aber noch auf meine Unteren Ruhrberger Schichten aus, die als fast reine Tonschiefer ausgebildet sind, und die ich bereits zu den Herdorfer Schichten gestellt habe weil sie die Schichten mit der Seifener Fauna überlagern.

Henke und Schriel schließen sich der Asselberghs'schen Auffassung an.

Was die Stellung der Monschauer Schichten betrifft, so sehe ich nach neuer reiflicher Ueberlegung zunächst keinen Anlaß, von der petrographisch weitgehend übereinstimmenden Schichtengruppe eine untere Abteilung als Unteres Siegen abzutrennen.

Hervorzuheben ist bei der Beschreibung der Ergebnisse noch, daß Henke in der schiefrigen Ausbildung meines Oberen Siegen Hinweise auf seine Hunsrückschieferfazies sieht. Er stellt bekanntlich jetzt die Hunsrückschiefer in das Obere Siegen. Petrographisch betrachtet, könnte ich mit dem gleichen Recht sagen, daß meine Unteren Ruhrberger Schichten der Tonschiefergruppe entsprechen, was wegen der Unterlagerung durch die Seifener Fauna natürlich ausscheidet.

Den Abschluß der Begehung, soweit sie sich auf mein näheres Arbeitsgebiet bezog, bildete der Besuch des fischführenden Aufschlusses der Schleidener Schichten bei Gemünd. Henke erklärte, daß Schichten von der Art des fischführenden Konglomerats auch bei Overath vorkämen, daß aber die begleitenden Gesteine ihm fremd seien. Asselberghs hat bereits vor vier Jahren die Heimbacher Schichten bei Heimbach, die noch unter den Schleidener Schichten liegen, gesehen, und hob jetzt ausdrücklich hervor, daß diese bestimmt bereits zum Unterkoblenz gehören. In dieser Hinsicht besteht somit Übereinstimmung zwischen Asselberghs und mir. Ich hebe noch hervor, daß Schieferkonglomerate, wie sie bei Gemünd vorkommen, im Randgebiet des Old Red-Festlandes in den verschiedensten Horizonten vorkommen können. Ich habe sie sogar im Rotschiefer des Mitteldevons bei Friesenrath gefunden, und zwar auch hier wieder mit Resten von Placodermen.

Die Auffassung Asselberghs's über die Gliederung der Siegener Schichten, speziell über das Vorhandensein der Unteren Siegener Schichten, weicht von den oben dargestellten Vorstellungen ab.

	Untere Siegener Schichten		Mittlere Sieg. Schichten	Obere Siegener Schichten	
	1	2	3	4	5
Maubach	grauwackereiche Zone	Tonschiefer	Grauwacken	Tonschiefer	Tonschiefer mit Grauwacken (LucasMühle)
Monschau	grauwackereiche Zone	Tonschiefer mit *Taeniograda decheniana*	rauhfl. Schiefer und Grauwacken mit Versteinerungen	Tonschiefer-Zone	Obere Ruhrberger Schichten

Die Deutung der Profile der Siegener Schichten östlich und südlich des Hohen Venn von Asselberghs, der sich Henke und für die Gegend von Monschau auch Schriel anschließt, ist auf umstehender Tabelle wiedergegeben. Ohne Discordanz und Schichtenlücke[1]) folgen nach Asselberghs über dem Gedinnien die Siegener Schichten.

Zu der Tabelle von Asselberghs bemerke ich, daß sich weder bei Monschau noch bei Maubach (Großhau) eine Gliederung in Unteres und Mittleres Siegen durchführen läßt. Eine besondere Tonschiefer-Abteilung, die tiefere, Grauwacke führende Schichten von den Grauwacken des Mittleren Siegen trennt, ist nicht vorhanden. Über den Gedinne-Schiefern folgt eine, bei Monschau rd. 300, bei Maubach (Großhau) 200 m mächtige, Grauwacken und Tonschiefer umfassende Schichtengruppe, die in ihrem oberen Teil bei Monschau die Seifener Fauna einschließt und von den Tonschiefern der Unteren Ruhrberger Schichten überlagert wird. Ich nehme für das Gebiet Monschau-Großhau im Liegenden des Mittleren Siegen eine Schichtlücke an, die im Gebiet nördlich vom Venn nach Schriel und mir auf das Mittlere Siegen übergreift.

Was die bei der Exkursion erörterte Frage der Stellung des Hunsrück-Schiefers betrifft, so sei noch zugefügt, daß sich bei der Fortsetzung der Aufnahmearbeiten in den letzten Jahren in dem Gebiet südöstlich von Monschau das Vorhandensein einer Tonschiefer-Abteilung über dem durch Fauna festliegenden, Grauwacke führenden Oberen Siegen ergeben hat. Sie ist nach Schätzung 500—600 m mächtig und wird wieder von Grauwacke führenden Schiefern überlagert, die ich nach der Gesteinsausbildung und den bisherigen Fossilfunden für Vertreter meiner Heimbacher Schichten halte und in das tiefste Unterkoblenz stelle. Die fast grauwackefreien Schiefer schließen das Dachschiefer-Vorkommen im Wüstebach-Tal ein und mögen deshalb zunächst als Wüstebach-Schiefer bezeichnet werden. Im Profil des Urft-Tales und im Rur-Tal bei Heimbach wird die Schichtengruppe durch Grauwacke führende Schiefer vertreten, die zu den Oberen Ruhrberger Schichten gestellt wurden.

Die Ausbildung der Wüstebach-Schiefer legt den Gedanken nahe, daß wir es in ihnen mit Vertretern der Hunsrück-Schiefer zu tun haben. Sollte dieser Gedanke durch die weiteren Arbeiten bestätigt werden, so kann kein Zweifel mehr sein, daß die Hunsrück-Schiefer, wenigstens in dem am weitesten nach Norden vorspringenden Teil, in das Obere Siegen gehören.

Für das Gesamtprofil des Siegen in dem Gebiet südlich von Monschau gebe ich folgende Übersicht:

Unterkoblenz	—	Heimbacher Schichten
Oberes Siegen		Wüstebach-Schichten Fast grauwackefreie Tonschiefer und Dachschiefer, 500 bis 600 m mächtig. Hunsrück-Schiefer? Obere Ruhrberger Schichten Tonschiefer und Grauwacken rund 500 m mächtig Untere Ruhrberger Schichten Fast grauwackefreie Tonschiefer und Dachschiefer, rund 400 m mächtig
Mittleres Siegen		Monschauer Schichten Grauwacken und Tonschiefer, 300 m mächtig
Gedinne	—	Schiefer von Oignies

1) Le Siegenien de Montjoie. Bull. Soc. belge Géol., t. XLII, S. 37—41. 1922.

II. Bericht über die Exkursionen durch die südliche Eifel, den Westerwald und das Siegerland

Von W. Henke, Siegen

1. Ausbildung der Siegener Schichten im Eifeler Hauptsattel.

Nach Abschluß unserer Begehungen bei Monschau und im Ruhrtal fuhren wir durch die Eifelkalkmulden und erreichten im oberen Ahrtal dicht unterhalb von Antweiler die Grenze der Siegener Schichten, die hier östlich der Eifelkalkmulden sich zu breiter Entwicklung herausheben. Wegen der gleichen petrographischen Entwicklung des Unterkoblenz und der S_3[2]) ist eine scharfe Abtrennung dieser beiden Horizonte nicht möglich. Durch eine Spezialauffaltung scheinen hier die S_3 weiter nach Südwesten vorzuspringen. Bis nach Schuld verläuft das Ahrtal im Streichen der Schichten. An der Straßenböschung westlich von Schuld am Rupenberg und an der Branderhardt wurden die typischen Fossilbänke der Herdorfer Facies (= Facies von St. Vith) gefunden. Mürbe, bröckelige Schiefer mit plattigen und teils dickbankigen Grauwacken setzen das Schichtenprofil zusammen. Bei Dümpelfeld treten auch grobkörnige dickbankige Grauwacken auf. Ahrabwärts bis Brück waren dieselben Schichten zu sehen. Kurz vor diesem Dorf am Nordhang des Katzberg sind die Grenzschichten zu S_2 in einem großen Steinbruch aufgeschlossen. Die Schiefer sind schon denen von S_2 sehr ähnlich jedoch die plattigen Grauwacken deuten noch auf den oberen Horizont hin. Unterhalb von Brück liegt das Ahrtal in S_2, die aus gebänderten und rauhflasrigen Schiefern bestehen. Versteinerungsbänke wurden hier nicht gefunden, die sonst sehr häufig in diesen Schichten sind. Jedoch sind in der Nähe im Denntal und an der neuen Straße am Westhang des Hengsberg mehrere Fundpunkte mit der typischen Fauna dieses Horizontes bekannt. Wegen der starken Faltung nehmen diese Schichten einen breiten Raum ein. Der oberste Teil dieser Schichtenfolge fällt zwischen Kreuzberg und Altenahr steil nach Norden ein. An der Straße Altenahr—Bonn konnten wir etwa 300 m südlich von Punkt 208 m die normale Überlagerung durch S_3 feststellen. Der kleine Waldweg gleich oberhalb der Straße läßt das Schichtenprofil gut erkennen, kurz vor den Weinbergen liegt ein Steinbruch mit milden Schiefern, Grauwacken und einer Bank mit *Rensselaeria crassicosta* in S_3. Der letzte kleine Bruch vor den Weinbergen zeigt schon rauhgebänderten Schiefer, die für S_2 gehalten wurden.

Bis kurz vor Walporzheim schlängelt sich die Ahr durch das klippenreiche Gebiet von S_2 und bildet hier, bedingt durch die harten Schiefer, den schönsten Teil ihres Tales. Bei Rech berührt sie schon in der großen Schleife die südlich folgenden Schichten von S_1, die auch südlich der Brücke südlich Bunte Kuh bis dicht an das Tal herantreten. Hier konnten wir in dem ersten Steinbruch am Eingang des Heckenbachtales die gebänderten und rauflasrigen Schiefer von S_2 studieren, in denen Ebert die Fauna dieses Horizontes hat nachweisen können. Vielleicht sind schon im obersten Teil des Bruches die

2) Die Abkürzungen bedeuten: S_1 = Untere Siegener Schichten, S_2 = Mittlere Siegener Schichten, S_3 = Obere Siegener Schichten.

ersten Bänke von S_1 erreicht, die weiter oberhalb im Tal durch einen Bruch aufgeschlossen sind. Ich legte die Grenze deshalb hierher, weil die rauhflasrigen Schiefer zurücktreten, die Crinoidenbänke aufgehört haben und zahlreiche Bänke mit *Taeniocrada* zu finden sind, die in dieser Häufigkeit in S_2 unbekannt sind. Noch weiter im Heckenbachtal aufwärts stellen sich dann auch die typischen grobkörnigen Grauwacken von S_1 ein. Auch aus der Lagerung der Schichten, meist steiles Nordfallen, teilweise auch steiles Südfallen (überkippte Lagerung) muß ebenfalls geschlossen werden, daß diese Schichten unter S_2 des Ahrtales liegen und nicht S_3 sein können, wie dies von Ebert angenommen wird. Bei diesem Teil der Exkursion wurde besonderer Wert auf die Überprüfung der Frage gelegt, hebt sich im Ahrtal ein Sattel von S_2 aus den Schichten von S_3 heraus oder handelt es sich um die Schichtenfolge von S_2, die auf dem Nordflügel des Eifeler Hauptsattels auftreten. Zur weiteren Verfolgung dieser Frage wurde das Schichtenprofil nach Süden verfolgt. Die Straße von Ahrweiler über Ramersbach, Kempenich, Weibern bis Moorwiesen liegt mit Ausnahme eines kleinen Teiles bei Ramersbach ausschließlich in S_1, die aus einer oberen Zone von vorherrschend Schiefern mit vielen Pflanzenresten und einer tieferen bestehen, in der in gleichen Schiefern zahlreiche, grobkörnige, leichtverwitterbare Grauwacken auftreten. Von tierischen Resten sind in dem Verbreitungsgebiet dieser Schichten bisher nur *Rensselaeria crassicosta* und sonstige unbedeutende Reste gefunden worden, die nach der Bearbeitung von Dahmer nicht für S_3 bestimmend sind. Es muß betont werden, daß mit Ausnahme des fraglichen Fundes von Tropidoleptus südlich von Rech kein einziger Fund von typischer Herdorfer Fauna in den von mir als S_1 in Brohltalfacies bezeichneten Schichten gemacht worden, wie sie im Hangenden von S_2 um den ganzen Eifeler Hauptsattel herum zu finden ist. Zum weiteren Beweis für meine Auffassung wurde die Mulde von Ramersbach begangen, die aus S_2 besteht und hier den S_1 eingefaltet ist. Durch die neue Straße Ramersbach—Blasweiler sind die Schichten gut aufgeschlossen. Mehrere Crinoidenbänke und ein guter Fundpunkt von Seifner Fauna, sowie die Gesteinsbeschaffenheit lassen keinen Zweifel über die Zugehörigkeit zu S_2 aufkommen. Auf dem Südflügel der Mulde ist steiles Nordfallen zu beobachten, wo auch an dem Auftreten der Pflanzenreste im Schiefer die Grenze zu S_1 zu beobachten ist. Starke Spezialfaltung mit steilen Nordflügeln und flachen Südflügeln der Sättel geben den S_1 im Eifeler Hauptsattel eine große räumliche Verbreitung. Lagerung und Ausbildung dieser Schichten in Brohltalfacies wurden auf der Exkursion von Ramersbach über Hannebach, Kempenich, Weibern bis unterhalb von Moorwiesen verfolgt. Unterhalb von Moorwiesen erreichten wir das Nettetal und die S_2 auf dem Südflügel des Eifeler Hauptsattels. In dem ostwestlich verlaufenden Nettetal stehen auf eine Länge von etwa 7 km diese Schichten in typischer Ausbildung an. Durch Gesteinsausbildung und Faunenführung ist das Alter dieser Schichten sicher gestellt. Nördlich der Grube Silbersand liegt die Grenze zu S_3, gebänderte Tonschiefer, in denen auch einzelne rauflasrige Einlagerungen zu finden sind, und plattige Grauwacken mit zahlreichen Fundpunkten der Herdorfer Fauna stehen hier an. Dieselben Schichten wurden auch westlich von Kürrenberg und östlich Reudelsterz studiert.

Ein schroffer Gesteinswechsel wurde gleich unterhalb des ehemaligen Kurhotel im Nettetal bei Mayn festgestellt. Dieser wird bedingt durch die

große Siegener Hauptüberschiebung, deren Lage an dieser Stelle vermutet wird. Diese legt hier S_1 in Tonschieferfacies neben S_3 bei Unterdrückung von S_2. In den Schichten von S_1 befindet man sich im Siegener Hauptsattel, die wahrscheinlich unter den tertiären Bildungen mit den gleichartigen Schiefern bei Andernach und Leutesdorf zusammenhängen. Wie auf der anderen Rheinseite liegen auch hier über diesen Schichten die gebänderten und rauhflasrigen Schiefer von S_2. Sie sind in der Umgegend von Mayen nicht gut aufgeschlossen, wir konnten sie aber beim Geisbüschhof westlich von Mayen und im Elzbachtal oberhalb von Monreal bis zur Düngenheimer Mühle in typischer Ausbildung feststellen. Auch konnten die Crinoidenbänke dieses Horizontes an der Straße nach Kaisersesch südlich km 17 nachgewiesen werden.

Südlich dieses Zuges treten in diesem Gebiet die als Hunsrückschiefer bezeichnete Schichtenfolge auf, die von mir seit einigen Jahren als eine Facies von S_3 aufgefaßt wird, da sie in dem Gebiet von Kaisersesch bis in die Gegend von Roßbach auf dem Südflügel des Siegener Hauptsattels zwischen S_2 und dem Unterkoblenz die Oberen Siegener Schichten im Herdorfer Facies ersetzen. Zu demselben Ergebnis war Asselberghs in den Ardennen gekommen, wo auch die Schiefer von Neufchâteau eine mächtige Dachschieferzone im Hangenden des Unterkoblenz als besondere Facies von S_3 bezeichnet werden. Im Elzbachtal und bei Kaisersesch konnten diese Schiefer gezeigt werden.

Mit dem Besuch des Lacher Sees und einer Fahrt durch das untere Brohltal, wo noch einmal unterhalb von Burgbrohl S_1 in der Brohltalfacies besichtigt werden konnte, fand unsere Begehung auf der linken Rheinseite ihren Abschluß.

2. Ausbildung der Siegener Schichten im Siegener Hauptsattel auf der rechten Rheinseite.

Mit den Schiefern von Leutesdorf begannen wir am Rhein die Begehung des Siegener Hauptsattels. Es sollte gezeigt werden, daß hier dasselbe Profil vorhanden ist, wie bei Mayen, wo es durch die vulkanische Bildung stark verhüllt liegt. Die Schiefer von Leutesdorf wurden früher für Hunsrückschiefer gehalten, aber schon Denckmann hat sie von diesen abgetrennt und ihnen eine Stellung unter den Rausflaser Schichten (= S_2) gegeben. Da im Rheinprofil die schmale Zone von S_2 nicht aufgeschlossen ist, wurden die Schiefer von Andernach und Leutesdorf mit den weiter südlich folgenden Hunsrückschiefern zusammengefaßt und deshalb ihnen eine so hohe Lage im Unterdevon zugewiesen. Das Schichtenprofil im unteren Wiedtal zeigte uns aber deutlich die Überlagerung dieser Schiefer durch S_2, die bis in die Nähe von Siegen verfolgt werden kann, und somit ist die Zugehörigkeit zu S_1 sichergestellt. Wegen der stark schiefrigen Ausbildung wird dieser Horizont als Tonschiefer Horizont auf den geologischen Spezialkarten der Landesanstalt bezeichnet, da aber dieser Horizont auch in stark sandiger Ausbildung, Brohltal-Facies, auftritt, bezeichne ich diese Schichten als S_1 in Tonschiefer Facies. Außer Pflanzenresten, die sehr häufig sind, kommen nur *Rensselaeria crassicosta* und einige Zweischaler vor. Im Hangenden von S_1 liegen im Wiedtalprofil gebänderte und rauhflasrige Schiefer von S_2, die wegen ihrer starken Zersetzung hier einen milderen Charakter haben. Die darin auftretende Fauna bei Augustental, die von Dahmer bearbeitet wurde, beweist dieses Alter. Die Fortsetzung des Schichtenprofils ins Hangende wurde von

Rengsdorf nach Oberbieber durch das Engelsbachtal und Aubach verfolgt. Durch den Neubau der Straße im Tal waren gute Aufschlüsse vorhanden und der Übergang von S_2 zu S_3 in Hunsrückschiefer-Facies war gut zu sehen. Nördlich von Oberbieber wurden auch *Rensselaeria strigiceps* und *Tropidoleptus rhenanus* gefunden. Dieselben Schiefer wurden bei Rühscheid beobachtet, wo bei einer früheren Exkursion eine reiche Fauna gefunden wurde, die von Fuchs mit der des Bornicher Horizontes identifiziert wurde.

Unser Weg weiter nach Osten führte uns in Gebiete mit schlechten Aufschlüssen. Am Dernbachkopf konnten wir noch einmal S_2 mit Fauna feststellen. Die Ausbildung von S_3 entzog sich durch die starke Verlehmung der Hochfläche der Beobachtung. Erst südlich von Kl. Maischeid traten wieder bessere Aufschlüsse auf, aber hier befanden wir uns schon in den Unterkoblenzschichten. Die Grenzquarzite zwischen Unterkoblenz und den Siegener Schichten konnten südlich von Dierdorf bei Giersdorf gezeigt werden. Es sind dies die letzten Ausläufer der Gilsbacher Quarzite. Sie haben hier große Ähnlichkeit mit den Rimmertquarziten vom Nordrand des Siegerlandes. Dieselben Gesteine konnten im Steinbruch bei Altstadt-Hachenburg studiert werden. Wegen der schlechten Aufschlüsse zwischen Dierdorf und Hachenburg wurde auf die Verfolgung der drei Horizonte der Siegener Schichten verzichtet. Es ist bedauerlich, daß gerade hier die Aufschlüsse so ungünstig sind, weil hier der Übergang der Hunsrückschiefer-Facies in Herdorfer-Facies sich vollziehen muß. Die besseren Aufschlüsse sind erst im Nistertal zu finden, hier ist aber S_3 schon im Herdorfer-Facies ausgebildet, bei Streithausen gegenüber der Schule konnte typische Herdorfer Fauna gezeigt werden.

Von besonderer Bedeutung war die gemeinsame Begehung des Gebietes bei Wahlbach, westlich von Burbach, wo nach Quiring zwischen Gilsbacher Quarziten und Unterkoblenz eine schmale Zone von Hunsrückschiefer auftreten soll. Wir konnten feststellen, daß keine Hunsrückschiefer hier liegen, sondern daß versteinerungsführende Grauwacken des Unterkoblenz vorhanden sind. Die Gilsbacher Quarzite, die am Wallersdorfer Berg besucht wurden, wurden als Grenzschichten zwischen Unterkoblenz und Siegener Schichten anerkannt. Asselberghs hält sie für ähnlich mit den „grès de Mormont", weiße Sandsteine in den Unterkoblenzschichten am östlichen Rand des Becken von Dinant.

Auf einer Fahrt von Siegen über Eiserfeld, Eisern, Wilnsdorf bis zur Kalteiche wurde noch einmal das ganze Profil der Siegener Schichten bis zum Grenzquarzit zum Unterkoblenz besucht.

Die Verfolgung des Siegener Hauptsattels vom Rhein bis nach Siegen hat gezeigt, daß S_1 und S_2 sowie das Unterkoblenz in gleicher Ausbildung auf ihrer ganzen Erstreckung auftritt und daß S_3 einen Fazieswechsel durchmacht, so daß im Westen S_3 in Hunsrückschiefer-Facies und im Osten als Herdorfer Fazies auftritt; es ist dies ein Fazieswechsel, der nach Herrn Asselberghs sich in gleicher Weise in den Ardennen vollzieht.

3. Die Siegener Schichten östlich von Siegen.

Noch zweifelhafte Fragen behandelte die Exkursion auf dem Blatt Hilchenbach. In diesem Gebiet spielt die nördliche Fazies der Siegener Schichten hinein. Schon Denckmann erkannte, daß die Schichten hier in abweichender Ausbildung auftreten, er konnte sie in die Horizonte weiter westlich nicht

eingliedern und so schaffte er für sie einen neuen Horizont, die Faserplatten, die unter seinem Tonschiefer Horizont liegen sollten. Auf der Exkursion konnten wir feststellen, daß S_3 bis Frohnhausen in Herdorfer Fazies erhalten ist, durch reiche Faunenfunde konnten wir hierfür den Beweis bringen. In nordöstlichem Streichen und vorherrschend südlichem Einfallen durchzieht diese Schichten des Blatt Hilchenbach. Nach Osten zu wird die Fauna ärmer und seltener. Dieser Zug überlagert eine Schichtenfolge von gebänderten und rauhflasrigen Schiefern, die als S_2 zu deuten sind, wie dies auch auf der geologischen Spezialkarte von W. E. Schmidt erfolgt ist. In der Fauna dieser Schichten ist es auffallend, daß *Rensselaeria strigiceps* häufiger vorhanden ist, die doch sonst sehr selten in S_2 ist. Im Liegenden von S_2 anscheinend in normaler Lagerung trifft man Schichten an, die in Gesteinsausbildung und Fauna an S_1 in Brohltalfazies erinnert. Schmidt hält diese Schichten für S_3, weil er in der S_2-Zone einen überkippten Sattel vermutet. Dieser Ansicht von den Lagerungsverhältnissen und der sich darauf stützenden stratigraphischen Deutung kann ich mich nicht anschließen. Vorläufig scheint man gezwungen zu sein, ein normalliegendes Schichtenprofil von S_2 und S_1 anzunehmen, besonders, wo auf dem Blatt Wenden gleiche Gesteine dahingestellt werden. Herr Asselberghs und ich sahen keine Schwierigkeit in dieser Deutung, während Schriel wegen der Pflanzenreste, die mit denen aus den Wahnbach-Schichten übereinstimmen, eine hohe Lage im Schichtenprofil annehmen möchte. Bei der ersten Auffassung würde eine Umdeutung der Siegener Schichten am Müsener Horst oder die Annahme größerer Störungen notwendig sein.

4. Gedinnien von Müsen und Rahrbach

Durch die Umdeutung des Gedinnien von Bensberg zu Siegener Schichten durch Schriel auf Grund der Fossilfunde, war von ihm die Frage aufgeworfen worden, ob auch ein Teil der Schichten auf Bl. Hilchenbach, Wenden und Olpe anders eingegliedert werden muß. Am Müsener Horst wurden die Übergangsschichten zum Gedinnien, eine Wechsellagerung von roten, grünen, und grauen Schiefern bei der Badeanstalt von Ferndorf besucht. Asselberghs und Schriel schloß sich der Deutung als Gedinnien an.

Das kleine Gedinnienvorkommen bei Elben, das auf der geologischen Karte dargestellt ist, sollte auch besucht werden, die Besichtigung mußte aber wegen eines Unwetters aufgegeben werden. Wir alle vertraten die Ansicht, daß es sich hier nicht um Gedinnien handeln könne. Wenn hier primär rote Schiefer auftreten, könnten es sich nach Schriel um Einlagerungen in S_3 handeln, wie dies bei Bensberg zu beobachten ist.

An der neuen Straße von Neuenkleusheim nach Kruhberg konnten die obersten Gedinnienschichten studiert werden. Asselberghs verglich sie mit den Schichten von St. Hubert, die er zum Gedinnien rechnet, während Maillieux sie schon zu den Siegener Schichten stellt. Das Gedinnienalter der roten und grünen Schiefer bei Kruberg und Rahrbach wurde von uns allen anerkannt. Die von mir im Jahre 1909 als Kern des Rahrbacher Sattels aufgefaßten weißen Quarziten, Arcosen und Konglomerate wurden von Herrn Asselberghs mit den Arkosen von Weismes verglichen (Niveau des Schistes d'Oignies).

Den Abschluß des Gedinnienstudiums brachte ein Besuch der Fundpunkte in den Schichten bei Silberg, wo in einem Hohlweg feine

dunkle Schiefer anstehen, die Fauna geliefert haben und die nach Fuchs äquivatente der Herscheider Schichten sind. Nach Herrn Asselberghs sind die Schiefer denen von Mondrepuis sehr ähnlich, die Silberger Schiefer würden danach unter den Schichten von Oignies liegen, zu denen die roten Schiefer nördlich und südlich von Silberg zu rechnen wären. Diese Ansicht vertritt neben Asselberghs auch Schriel. Nach meiner Ansicht ist es außerordentlich schwierig, die Lagerungsverhältnisse so zu deuten, um dieser Stratigraphie gerecht zu werden. Auch die Lagerungsverhältnisse in der Grube Glanzenberg scheinen nicht dafür zu sprechen. Nach meiner Ansicht kann es sich nur um Schichten handeln, die über den roten Schiefern liegen.

5. Siegener Schichten nördlich des Gedinnien von Rehringhausen

Dieselben Schwierigkeiten, die die Gliederung des wenig mächtigen Profils der Siegener Schichten nördlich des Hohen Venn bereitet, liegen bei dem Profil der Siegener Schichten nördlich des Gedinnien von Rehringhausen-Rahrbach vor. Zwischen dem Rimmertquarzit und dem Gedinnien liegt eine ca. 2 km breite Zone, die auf der geologischen Karte zu einer Hälfte den Siegener Schichten, zur anderen den Varster Schichten zugeteilt sind. Diese Darstellung befriedigt in keiner Weise. Die gemeinsame Begehung konnte auch keine Lösung bringen. Die Zugehörigkeit eines Teils der Schichten zu dem Siegener Unterdevon wurde anerkannt, es konnte aber keine Zuteilung zu einem bestimmten Horizont vorgenommen werden.

6. Ostende des Hönninger Sattels

Zuerst wurde der klassische Fundpunkt von Seifen, der ca. 2 km südlich des Dorfes liegt, besucht. Die Wegverlegung hat jetzt die Fossilbank ganz vorzüglich aufgeschlossen und leicht zugänglich gemacht. Von mir werden die Schichten von Seifen zu S_2 gestellt, während Quiring sie mit seinen Ahe-Schiefer identifiziert, die er zu den Herdorfer Schichten (S_3) rechnet. Die eingehende Bearbeitung von Dahmer hat meiner Deutung Recht gegeben. Auch Asselberghs und Schriel vertraten die Ansicht, daß diese Schichten unter allen Umständen zu S_2 gestellt werden müssen, da sie vollkommen mit den Schichten von Longlier und St. Michel übereinstimmen.

Die bei Seifen auftretenden S_2 gehören zur Umrandung des nach Osten untertauchenden Sattels von Hönningen, in dessen Kern S_1 in Brohltal-Fazies auftritt. Der oberste Teil von S_1, der aus vorherrschend Schiefern besteht, ist beim Bhf. Seifen und an dem Weg von dort nach Oberlahr aufgeschlossen. Im Steinbruch an der Straße Bhf. Oberlahr-Steinebach konnten wir die tiefere Zone studieren, in der milde Schiefer mit Pflanzenresten, mit *Rensselaeria crassicosta,* Fischresten und Zweischalern mit grobkörnigen dickbankigen Grauwacken wechsellagern. Die Fauna ist nicht beweisend für einen Horizont, sie scheint mehr durch die Fazies bestimmt zu sein, aber aus der Lagerung geht klar hervor, daß diese Schichten unter S_2 nach Norden, Osten und Süden untertauchen. Ganz besonders klar zeigen dies die Grubenaufschlüssen, wo ein nordfallendes Profil von S_1 bis weit in S_2 aufgeschlossen ist. Dasselbe Profil konnte auch an der Straße nach Flammersfeld gezeigt werden, wo ebenfalls in den Steinbrüchen kurz vor der spitzen Kurve die Seifner Fauna zu finden ist. 3—400 m nördlich der Kehre treten schon Schichten auf, die zu S_3 gestellt werden müssen.

Zusammenstellung

Auf den von mir geführten Teil der Exkursion konnten folgende Uebereinstimmungen erzielt werden:

1. Der Eifeler Hauptsattel ist eine große Aufsattlungszone von S_1.

Herr Schriel bemerkt hierzu, daß er sich dieser Ansicht erst anschließen kann, wenn durch die Spezialkartierung der Nachweis gebracht wird, daß meine Auffassung von der Mulde von Ramersbach richtig ist.

2. Die Hunsrückschiefer auf dem Südflügel des Siegener Hauptsattels sind eine fazielle Vertretung von S_3 und entsprechen den Schiefern von Neufchâteau.

3. Die Gilsbacher Quarzite sind von den Siegener Schichten abzutrennen und dem Unterkoblenz zuzurechnen. Sie entsprechen dem „grès de Mormont" der Ardennen (Asselberghs-Henke). Ansicht Schriel's s. S. 348.

4. Die roten Schiefer von Müsen und Rahrbach gehören zu dem Gedinnien. Die Quarzite des Rahrbacher Sattels können mit den Arkosen von Weismes verglichen werden. (Dieser Ansicht schließt sich Wunstorf nach einer später [1935] vorgenommenen Begehung an.)

5. Die Seifener Schichten vom Fundpunkt Seifen im Westerwald sind den Schichten von Longlier gleichzustellen und dem S_2 zuzurechnen.

6. Der Kern des Sattels von Hönningen besteht aus S_1 in Brohltal-Fazies (Ansicht Schriel: Siehe oben unter 1).

7. Die Fazies von St. Vith entspricht der Herdorfer Fazies.

8. Die Abtrennung der 3 Siegener Horizonte in dem deutschen Verbreitungsgebiet entspricht vollkommen der Dreigliederung des Siegener Unterdevons in den Ardennen.

III. Exkursionen im unteren Siegtal und Bergischen Land

Von W. Schriel, Berlin.

Wie in der Einleitung schon ausgeführt, sollten die Exkursionen im unteren Siegtal und im Bergischen Land vor allem die Frage klären, ob auch hier eine Dreigliederung der Siegener Schichten und — wenn dies der Fall — eine Parallelisierung dieser Unterstufen mit den drei Haupthorizonten: Tonschiefern, Rauhflasern und Herdorfer Schichten, möglich ist. Endlich war zu prüfen, ob die Siegener Schichten des Bergischen Landes zu der belgischen Nord- oder Südfazies in Beziehung zu setzen sind.

Zu diesen Fragen wird nach Besprechung der einzelnen Exkursionen Stellung zu nehmen sein.

1.) Exkursion am Leuscheid und im Siegtal bei Eitorf.

Dahmer: Die Fauna der Obersten Siegener Schichten von der Unkelmühle bei Eitorf an der Sieg. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 168. 1936. (Im Druck.)

Henke, W.: Die Stratigraphie der Siegener Schichten. — Sber. naturh. Ver. preuß. Rheinl. 1925.

— : Beiträge zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten. — Jb. siegerl. Bergbauhilfskasse 1928/1929.

Meßtischblätter: Bl. Weyerbusch, Waldbröl, Eitorf 1:25 000.

Fahrt: Oberlahr-Weyerbusch. Nördlich Weyerbusch, beiderseits der Straße nach Herchen (Sieg) dehnt sich ein mit Wald bestandener Höhenzug aus, dessen höchste Erhebung 377,1 m erreicht. An diesem Punkte sowie weiter nördlich beim Punkt 362,0 m (Bl. Weyerbusch) sind in einigen Steinbrüchen, dickbankige weiße, gebleichte Quarzite aufgeschlossen, die als Äquivalente des Gilsbacher oder Rimmertquarzits aufzufassen sind und zu den Unter- oder Oberkoblenzschichten gerechnet werden.

Es handelt sich hier um eine große Mulde, die mit erzgebirgischem Streichen aus der Gegend von Kircheib (Bl. Eitorf) zusammenhängend bis in die Gegend Niederleuscheid streicht. Das Unterlager dieser Mulde wird von Oberen Siegener Schichten gebildet. Nördlich Leuscheid und südlich der Sieg treten noch einzelne kleinere Quarzitmulden auf und deuten damit den früheren Zusammenhang dieser Koblenzschichten mit den gleichaltrigen Quarzitgesteinen des Nutscheid an. Die Quarzite sind fossilleer.

Im Gebiet dieser Quarzite, und zwar zwischen der Höhe 362,0 und dem Dorf Kuchhausen, liegt der nördlichste Basalt des Westerwaldes.

Das Unterlager des Koblenzquarzites bildet bei Leuscheid, Nieder- und Oberalsen eine plattige Grauwacke, die nach ihren Lagerungsverhältnissen und ihrer petrographischen Beschaffenheit und Fauna der Odenspieler Grauwacke entspricht. Sie ist oft mit dem Quarzit — vor allem wenn sie auf den Höhen gebleicht ist — verwechselt worden. Wie von W. E. Schmidt schon anderweitig erkannt, stellt sie die obersten Siegener Schichten dar, was, wie weiter unten fest-

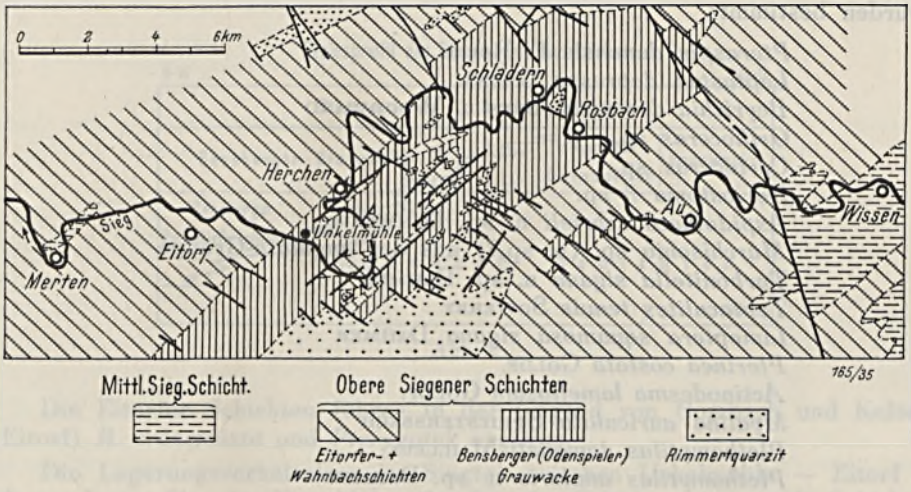


Abb. 1
Skizze der Lagerungsverhältnisse im mittleren Siegtal zwischen Eitorf und Wissen

gestellt, vor allem durch die in ihr auftretende Fauna erhärtet wird. Die besten Aufschlüsse liegen vor allem im Siegtal bei Herchen (Bl. Weyerbusch), bei Schladern (Bl. Waldbröl), bei Rosbach im Westert-, Gierzhagener und Rosbachtal, wo Pflastersteine aus diesem Material gewonnen werden. Ent-

lang der Straße Leuscheid-Bhf. Herchen sind diese Schichten mehrfach aufgeschlossen; hier wurden vor allem 2 Steinbrüche südlich und südwestlich des „Studchen" besucht.

Talabwärts bei der Einmündung ins Siegtal unmittelbar bei der Siegbrücke am Fuß einer Villa ist sehr schön ein kleiner Sattel in Tonschiefern mit einer nach Norden anschließenden Mulde zu beobachten. Die Gesteine sind bröcklige Schiefer und splittrige, feinkörnige, eisenkarbonatische Grauwacken, die als Aufsattelung in den Grauwacken von Herchen-Unkelmühle und daher als Liegendes aufgefaßt werden müssen.

Siegabwärts in der Richtung auf Eitorf interessieren vor allem die Steinbrüche bei Unkelmühle und zwar der zurzeit im Betrieb befindliche Bruch unmittelbar östlich der Wirtschaft (Bl. Weyerbusch).

Gelegentlich einer Begehung mit Herrn Henke fanden sich in einer etwa 1½ m mächtigen Schieferlage zwischen zwei mächtigen Grauwackenbänken, die im Steinbruch abgebaut werden, *Spirifer primaevus* und andere Fossilien. Spätere Aufsammlungen ergaben, daß hier eine reiche Fauna der Oberen Siegener Schichten entdeckt wurde.

Der höhere Teil der Schieferbank enthält vor allem Brachiopoden, und da in erster Linie Spiriferen; der tiefere lieferte Zweischaler, Gastropoden und Panzerfische.

Die Fauna ist von Herrn Dahmer näher untersucht und gehört, was bereits aus ihren Lagerungsverhältnissen hervorgeht, zu den Oberen Siegener Schichten. Ich verweise deshalb auf die im Druck befindliche Arbeit des Herrn Dahmer und gebe hier mit seiner Erlaubnis nur die Fossilliste. Es wurden bestimmt:

Pteraspis dunensis F. Roem.
Leptaspis depressa Gross.
Beyrichia devonica Jones u. Woodward
Orthoceras sp.
Cyrtoceras sp.
Horiostoma ? sp.
Aspidotheca schrieli n. sp. Dahmer
Murchisonia sp. (n. sp.?) aus der *angulata*-Gruppe
Turbonitella sigana n. sp. Dahmer
Tentaculites tenuis Sowerby
Limoptera squamosa sigana Dahmer
Pterinea costata Goldf.
Actinodesma lamellosum Goldf.
Myalina auriculata Spriestersbach
Plethomytilus demaneti Mailleux
Plethomytilus anularis n. sp. Dahmer
Modiolopsis obliqueducta A. Fuchs
Ctenodonta mgrans Beush.
Ctenodonta moehrkei Dahmer
Ctenodonta maureri ovata Beush.
Ctenodonta megaptera Beush.
Ctenodonta elegantula Kegel
Prosocoelus pesanseris (Zeiller u. Wirtgen)
Goniophora curvato-lineata Krantz

Goniophora schwerdi Beush.
Goniophora eifeliensis Kayser
Tylophora n. g. *convoluta* Drevermann
Phthonia antiqua Dahmer
? Prothyris bicarina Mauz
Spirifer primaevus Steininger
Spirifer assimilis A. Fuchs
Spirifer hysterícus v. Schlotheim
Cryptonella minor Dahmer
Rhenorensselaeria crassicosta Koch
Rhenorensselaeria propinqua A. Fuchs
Stropheodonta sedgwicki rudis Kegel
Strophonella sigana n. sp.
Orthis circularis Sowerby
Spirorbis lewisii Sowerby
Crinoidenstielglieder
Favosites sp.
Lebensspur (cf. *Spirophyton helix* Spriestersbach).

Nach ihren Lagerungsverhältnissen liegen die Schichten von Unkelmühle über den sogenannten Eitorfer Schichten (= Wahnbachschichten z. T.). Sie sind hiernach Äquivalente der tieferen Bensberger Grauwacken (Hoffnungsthal, Bl. Overath), die mit den Odenspieler Grauwacken zu parallelisieren sind (siehe Abb. 2). Der gleiche Horizont ist, wie oben schon erwähnt, vor allem gut bei Schladern im Siegtal entwickelt.

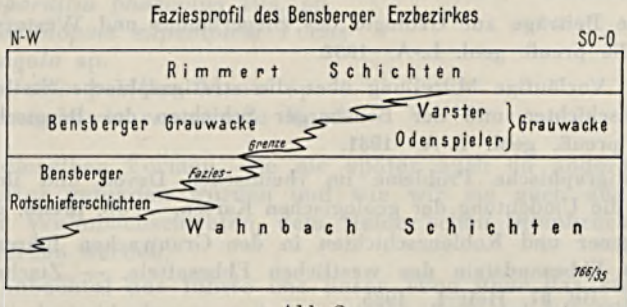


Abb. 2

Die Eitorfer Schichten führen in der Gegend von Hombach und Kelters (Eitorf) *R. crassicosta* und *Pterygotus anglicus*.

Die Lagerungsverhältnisse im Siegtal zwischen Unkelmühle — Eitorf — Merten lassen klar das Einschieben der Eitorfer Schichten unter die Schichten von Unkelmühle erkennen.

In der Nähe von Merten beiderseits des Eisenbahntunnels und in diesem selbst treten die tiefsten Oberen Siegener Schichten in Sattelstellung zutage. Im Bahneinschnitt östlich des Tunnels fanden sich bereits rauhflaserige Gesteine z. T. mit Crinoiden, die ich als Übergang zum Rauhflaserhorizont auffasse, dessen Auftreten hier als der am weitesten nach NW bekannte Aufschluß in diesen Gesteinen anzusehen ist.

Auf Grund dieser Exkursion läßt sich ein Überblick über die Großtektonik im Siegtal zwischen Merten und Wissen geben.

Hiernach erschließt das Siegtal, wenn wir von der untergeordneten Spezialtektonik absehen, zwischen dem Sattel von Wissen (Rauhflaser) und dem Sattel von Merten (Hohe Mittlere Siegener — Obere Siegener Schichten) eine große Mulde mit Koblenzschichten (Rimmert) im Kern (siehe Abb. 1). Unterlagert werden die Koblenzschichten von Oberen Siegener Schichten, das sind erstens die Grauwacken von Unkelmühle mit der Fauna der Oberen Siegener Schichten, sowie den engeren Oberen Siegener Schichten (= Eitorfer = Wahnbachschichten) in der Gegend von Au im Osten und der Gegend von Eitorf im Westen der großen Mulde.

2. Exkursion durchs Wahnbachtal und untere Aggertal

Breddin, H.: Über Denckmann's „Siegerländer Hauptüberschiebung". — Cbl. Min. usw. 1922.

Breddin, H. & Richter, M.: Exkursionsführer durch das Oberbergische. — Ber. niederrhein. geol. Ver. 1922.

Denckmann, A.: Die Überschiebung des alten Unterdevons zwischen Siegburg an der Sieg und Bielstein im Kr. Olpe. — von Koenen-Festschrift. Stuttgart 1907.

Kräusel, R. & Weyland, H.: Die Flora des deutschen Unterdevons. — Abh. preuß. geol. L.-A. 1931.

— : Pflanzenreste aus dem Devon II. — Senckenbergiana, Bd. 14. 1932.

Quiring, H.: Die stratigraphische Stellung der Unterdevonflora Kräusels und Weylands. — Cbl. Min. usw. 1931.

— : Neue Beiträge zur Geologie des Siegerlandes und Westerwaldes. T. III. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1932.

Schriel, W.: Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Stellung der Wahnbachschichten und der Bensberger Schichten des Bergischen Landes. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1931.

— : Stratigraphische Probleme im rheinischen Devon und ihre Auswertung für die Umdeutung der geologischen Karten. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1932.

— : Siegener und Koblenzschichten in der Grauwacken führenden Zone und dem Ebbesandstein des westlichen Ebbesattels. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges., Bd. 87, Heft 1. 1935.

Schriel, W. & Gross, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und Palaeontologie des alten Unterdevons im südlichen Bergischen Lande. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 145.

Spriestersbach, K.: Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Gliederung des engeren Bensberger Erzdistriktes. — Cbl. Min. usw. 1929.

Steinmann, G. & Elberskirch: Neue bemerkenswerte Funde im ältesten Unterdevon des Wahnbachtales bei Siegburg. — Sber. naturh. Ver. preuß. Rheinl. 1929.

Zeleny, V.: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Blei—Zink-Erzgängen. — Arch. Lagerst.-Forsch., 7. 1912.

Meßtischblätter: Siegburg, Wahlscheid, Overath, Engelskirchen, Mülheim (letzteres geol.) 1:25 000.

Fahrt Eitorf — Hennef — Münchshecke. Die Fahrt bis Münchshecke zeigt in mehrfachen Aufschlüssen nur Obere Siegener Schichten. Zu diesen gehören auch die früher von Steinmann, Elberskirch und Fuchs als Gedinne angesehenen Wahnbachschichten, die durch den Neubau einer Autostraße Siegburg—Much besonders gut im unteren Wahnbachtal aufgeschlossen wurden. Gleich am Eingang zum Tale (Bl. Siegburg) liegt der klassische Fundpunkt für unterdevonische Pflanzen, Münchshecke. Mürbe, gebleichte und verwitterte Tonschiefer mit untergeordneten Sandsteinbänken enthalten hier folgende von Weyland und Kräusel beschriebene Flora:

Drepanofycus spinaeformis Goepp.
Protolepidodendron wahnbachense Kr. u. Wld.
Zosterophyllum rhenanum Kr. u. Wld.
Hostimella wahnbachense Kr. u. Wld.

Die Flora gehört zu den Oberen Siegener Schichten. Aus tieferen Horizonten, vor allem aus dem Gedinne, ist bis jetzt eine Flora in Deutschland noch nicht bekannt geworden.

Talaufwärts bis ungefähr zur Hoffnungsthaler Hütte finden sich neben den Pflanzen der Wahnbachschichten folgende tierische Versteinerungen:

Pteraspis dunensis Roem.
Acanthaspis heintzi Gross
Acanthaspis subtilis Gross
Pterygotus anglicus Ag.
Bunodes lunula Eichw.
Primitia jonesi de Kon.
Leperditia phaseolus His. sp.
Modiolopsis ekpempusa Fuchs
Lingula sp.
Spirobis pusillus Mart. sp.
Rensselaeria crassicosta Koch.

Es sind dieselben Formen, wie sie später auch an anderen Stellen im unteren Aggertal gefunden wurden und wie wir sie auch aus dem Hauptfundpunkt der Wahnbachschichten, dem Heider'schen Steinbruch bei Overath noch kennen lernen werden.

Vom Wahnbachtal aus führte uns unser Weg über das stark verlehmte Plateau von Seelscheid—Inger noch ins untere Aggertal bei Donrath.

Wir gelangen hier in einen tieferen Horizont der Oberen Siegener Schichten, der besonders gut in zwei Steinbrüchen an der Straße Donrath—Wahlscheid nördlich Broich aufgeschlossen ist. Die Schichten fallen mit durchschnittlich 60° bei nordost—südwestlichem Streichen nach Südosten hin ein. Es sind häufige Wechsellagerungen von Grauwacken und Schiefern mit *Rensselaeria crassicosta*, und einigen Zweischalern (alter Fundpunkt Denckmann's). Petrographisch und auch nach ihrer Lagerung zu den Wahnbachschichten gleichen diese Gesteine denjenigen Oberen Siegener Schichten, die bei Merten den gleichnamigen Sattel in unmittelbarer Nähe umgeben und an der Hauptstraße im Siegtal aufgeschlossen sind.

Die beiden Steinbrüche nördlich Donrath stehen am Südostflügel des Sattels. Jenseits der Agger im Steilhang unterhalb Wielpütz fallen die

Schichten bei gleichem Streichen nach NW hin ein. Außer am Aggerufer sind sie besonders gut in der neuen Straßenböschung der Straße Rösrath—Donrath gegenüber der Abzweigung nach Altenrath aufgeschlossen. Auch hier fanden sich in einer konglomeratischen Grauwackenbank *Rensselaeria crassicosta* und Reste von Panzerfischen.

Der Donrather Sattel stellt neben dem weiter nördlich von Overath nach Engelskirchen verlaufenden Aggersattel die bedeutendste Aufsattelung im unteren Aggertal dar. In seinem Kern sind tiefste Obere Siegener Schichten aufgeschlossen. Er trennt die Wahnbachschichten von den gleichaltrigen fischführenden Schichten von Overath; die ersteren bilden den Südost-, die letzteren den Nordwestflügel, wenn wir von weniger wichtigen Sattelaufwölbungen absehen.

Auf der Fahrt Agger aufwärts nach Overath wurde im Seitental unmittelbar nördlich Neuhonrath in der Wegeböschung eine konglomeratische Bank mit Toneisensteinen besichtigt, die *Pteraspis dunensis* führt (etwa 500 m östlich Honsbacher Mühle).

Anschließend daran wurde der bekannte Fischfundpunkt bei Overath, der Heider'sche Steinbruch, besucht.

Von einer näheren Beschreibung kann abgesehen werden, da sowohl die geologische Einstufung dieses Fundpunktes sowie seine Fauna erschöpfend bearbeitet wurde. (Schriel—Gross: Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie des alten Unterdevons im südlichen Bergischen Lande.) Lediglich die Fossilliste sei, da einige Arten neu dazugekommen sind, aufgeführt:

Pteraspis dunensis Roem.
Pteraspis rotunda Gross
Drepanaspis schrieli Gross
Cephalaspis diensti Gross
Acanthaspis heintzi Gross
Acanthaspis subtilis Gross
Leptaspis depressa Gross
Onchus maior Gross
Gyracanthus convexus Gross
Machaeracanthus kayseri Kegel
Porolepis posnaniensis Kade (= *P. siegenensis* Gross)
Pterygotus anglicus Ag.
Grossopterus overathi Gross
Homalonotus ornatus disornatus R. u. E. Richter
Rensselaeria crassicosta Koch
Rensselaeria confluentina Fuchs
Lingula intermedia Fuchs
Modiola sp.
Modiolopsis ekpempusa Fuchs
Sphenotus soleniformis Goldf.
Salpingostoma sp.
Tentaculites scalari Schloth.
Spirophyton sp.

Tektonisch liegen die Verhältnisse klar. Wir befinden uns hier im Kern eines großen Sattels, dessen Streichen durch das Aggertal Durbusch-Overath-

Vilkerath-Ehreshoven-Engelskirchen angezeigt wird. Der Overather Fundpunkt befindet sich südlich der Sattelachse, der alte Fuchs'sche Fundpunkt nördlich des Sattels beim Ortsausgang nach Heiligenhaus. Beide Fundpunkte liegen in den gleichen Schichten.

Von Overath fahren wir über Marialinden nach Federath. Bei Marialinden sind Rimmertquarzite in einigen aufgegebenen Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Bis Federath sind beiderseits der mehr oder wenigen gut aufgeschlossenen Bensberger Schichten meist Rotschiefereinlagerungen zu sehen.

Von besonderem Interesse sind die Aufschlüsse bei Federath. Eine starke NW—SO streichende Störung verwirft hier den Rimmertquarzit des Heckberges gegen Bensberger Rotschiefer mit Grauwacken. Entlang dieser Störung ändert sich das bis dahin normale erzgebirgische, umlaufend in nordwest-südöstliche Streichen, das bis in die Gegend von Gerlinghausen nördlich Much anhält.

Bensberger Schichten mit Rotschiefer sind an den Wegeböschungen in Federath aufgeschlossen; die Rimmertschichten in einem Steinbruch am Nordwesthang des Heckberges. Bensberger (Odenspieler) Grauwacken stehen bei Wüstensteimel und zwischen Schlingental und Loope an. Sie haben hier *Pteraspis dunensis* und *Leptaspis depressa* geliefert.

Wir setzen unsere Fahrt von Federath über Hintersteimel bis Loope fort. Bei Schlingental treten zahlreich Rotschiefer der Bensberger Schichten auf; Zwischen Hintersteimel und Ehreshoven befinden wir uns in Wahnbachschichten und damit im Kern des Overather Sattels. Westlich Bahnhof Loope am nördlichen Aggerufer fallen die Bensberger Grauwacken bereits wieder nach Norden hin ein; wir sind also am Nordflügel des Overather Sattels. (Vgl. Schriel-Gross: Abh. preuß. geol. L.-A. 145, S. 34, Abb. 8).

Von Ehreshoven über Overath-Heiligenhaus nach Untereschbach im Sülztal.

Zwischen Overath und Heiligenhaus stehen am Nordwestausgang des Ortes im Steinbruch Wahnbachschichten an (Fossilien!). Weiter westlich, ungefähr 1 km östlich Heiligenhaus beginnen die Bensberger Rotschiefer, die mehrfach gut zwischen Heiligenhaus und Steinenbrück in der Straßenböschung bis zu 3 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Über die Altersstellung der Rotschiefer und ihre stratigraphischen Beziehungen zu den Wahnbachschichten verweise ich auf die vorhandene Literatur. Das beigegebene Faziesprofil (Abb. 2) erläutert dies.

Über Untereschbach talabwärts der Sülz bis Hoffnungsthal.

Beiderseits der Sülz bestehen die Berge aus der sogenannten Bensberger Arkose. Diese Bezeichnung ist als stratigraphische Einheit nicht haltbar. Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß hier zwei Stufen zu unterscheiden sind und zwar ein höherer konglomeratisch-quarzitischer, fossilleerer Horizont, der den Rimmertschichten zugerechnet werden muß und ein Aequivalent der Rimmertschichten des Remscheid-Altenaer und Ebbesattels darstellt, und ein tieferer Horizont mit plattigen Grauwacken der *Rensselaeria crassicosta, R.*

confluentina, Spirifer hystericus und Zweischaler führt. Dieser Horizont ist ein Aequivalent der Grauwacken von Unkelmühle und Odenspiel. Der obere Horizont stellt danach als sogenannte Rimmertschichten transgredierendes Ober- oder Unterkoblenz, der untere die höchsten Siegener Schichten dar.

Beide Horizonte sind in der sogenannten „Bensberger Arkose" vertreten.

Zwischen Untereschbach und Hoffnungsthal stehen im Tal fast ausschließlich die fossilführenden Grauwacken an; die beiderseitigen Höhen dagegen, vor allem der Lüderich und der Tütberg, bestehen aus z. T. konglomeratischen Rimmertschichten.

Bei Hoffnungsthal befindet sich unmittelbar an der Straße der tiefere Horizont, die Grauwacken, aufgeschlossen. Sie führen *Rensselaeria crassicosta, R. confluentina,* Zweischaler und Reste von Panzerfischen. Es handelt sich hier um höchste Siegener (Odenspieler) Schichten.

Anschließend wurden im Königsforst in größeren Steinbrüchen die Konglomerate der Rimmertschichten besucht. Sie sind sehr grobkörnig, während sie in den Steinbrüchen bei Bockenberg (östlich Bensberg) schon bedeutend feinkörniger sind.

3. Exkursion im Sülztal bei Obersteeg (Bl. Overath)

Literatur: Dieselbe wie bei Exkursion 2.

Bei Hoffnungsthal befindet sich unmittelbar an der Straße der tiefere Horizont, die Grauwacken, aufgeschlossen, sie führen *Rensselaeria crassicosta, R. confluentina,* Zweischaler und Reste von Panzerfischen. Es handelt sich hier um höchste Siegener (Odenspieler) Schichten.

Bei Obersteeg überfahren wir die sogenannte Bergische Überschiebung, die im Gelände sehr gut hervortritt. Die Sülzstraße zwischen Obersteeg und Bielstein zeigt gute Aufschlüsse in den Remscheider Cultrijugatus-, Hobräcker- und Mühlenbergschichten. Besonders gut sind die Aufschlüsse in den Hobräcker Schichten kurz vor der Bahnüberführung bei Bilstein aufgeschlossen.

Weiter nördlich bei der Abzweigung des Dürschtales vom Sülztal stehen wir im Kern eines Sattels mit Rimmertschichten. Das Sattelgewölbe ist hier in einem kleinen Steinbruch mit axialem Gefälle nach Westen sehr gut aufgeschlossen. Besonders erwähnenswert sind noch die Aufschlüsse im Rimmertquarzit an der Straßenböschung sülzaufwärts unmittelbar nordöstlich dieser Straßenkreuzung (P. 117). Mehrere Rotschieferhorizonte lassen sich hier als Einlagerung in den Quarziten und grauen Schiefern der Rimmertstufe beobachten.

Zusammenfassung

Die drei Exkursionen im unteren Siegtal und vor allem im Bergischen (Bensberger Erzdistrikt) haben ergeben, daß eine Dreigliederung der Siegener Schichten in Untere, Mittlere und Obere Siegener Schichten, wie sie

weiter südöstlich im eigentlichen Siegerland vorgenommen ist und sich auch in Belgien durchführen ließ, sich hier nicht anwenden läßt. Man kann im Bergischen Land von oben nach unten unterscheiden:

5. Rimmertschichten
4. Bensberger Grauwacke = Odenspieler Grauwacke
3. Tonschiefer mit Rotschiefern und Grauwackeneinlagerungen (Bensberger Schichten)
2. Wahnbachschichten (= Overather Schichten)
1. Eitorfer Schichten (im Liegenden der Wahnbachschichten).

Die Schichten 1—4 gehören zu den Siegener Schichten. Die Schicht 5 können wir als Aequivalent der Rimmertschichten und damit als transgredierendes Unter- oder Oberkoblenz auffassen.

Schwieriger wird schon die Einstufung der Schichten 1—4 innerhalb des Siegener Profils. Ich halte alle vier Stufen für Obere Siegener Schichten, wobei ich betone, daß bei der Kartierung eine Unterscheidung der Stufen 1 und 2 nicht möglich ist.

Für die hohe Einstufung sprechen neben Gründen der Lagerung auch die Fossilien der Wahnbachschichten bei Overath und im Wahnbachtale. Die Pflanzen der Wahnbachschichten kommen an anderen Stellen nur in den Herdorfer Schichten oder noch höher vor. Auch *Rensselaeria confluentina* und *Homalonotus ornatus* deuten auf höhere Siegener Schichten hin. Endlich liegen die sogenannten Eitorfer Schichten bei Au und Merten über den Mittleren Siegener Schichten.

Zur Diskussion jedoch stelle ich noch folgende Möglichkeiten. Verschiedene Profile auf Blatt Olpe lassen erkennen, daß nach Norden und Nordwesten die Mittleren Siegener Schichten immer geringer werden und auskeilen. Es liegen dann die Oberen Siegener Schichten direkt auf den Unteren. In diesem Falle lassen sich bei der petrographischen Gleichartigkeit der Unteren und Oberen Siegener Schichten, keine Unterschiede zwischen beiden Stufen erkennen. Dies könnte auch im Gebiet der unteren Agger der Fall sein, da ja nach Nordwesten zu auch darüber hinaus noch mit einer Faziesänderung in den Siegener Schichten zu rechnen ist. Es müßte dann im

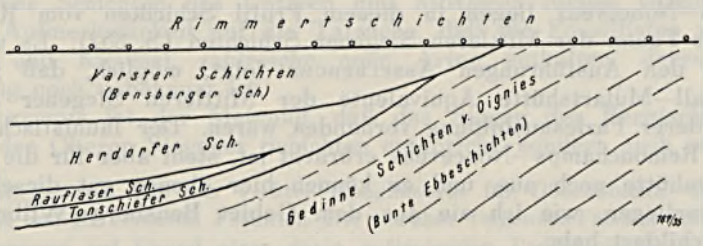


Abb. 3
Schematisches Profil der Lagerungsverhältnisse des Unterdevons im südlichen Sauerlande

Verbreitungsgebiet der Wahnbach- oder Eitorfer Schichten des unteren Siegtales ein bestimmter Horizont im Alter den Rauhflaserschichten entsprechen. Diese Ansicht wird von Asselberghs vertreten. Irgenwelche Anzeichen hierfür wurden jedoch nicht beobachtet.

Eine weitere Möglichkeit wäre folgende: Schon von Fuchs und K. Spriestersbach ist, wenn auch unter falschen Voraussetzungen, auf die petrographische Ähnlichkeit gewisser Schichten im Ebbegebirge mit denen von Bensberg—Overath hingewiesen. Ich habe kürzlich die Gleichaltrigkeit der über den bunten Ebbeschichten liegenden, Grauwacken führenden Schichten des Wilbringhauser Querhorstes und der Bensberg—Overather Schichten betont. Hier transgredieren (vergl. W. Schriel: Siegener und Koblenzschichten in der Grauwacken führenden Zone und dem Ebbesandstein des westlichen Ebbesattels, Z. d. D. Geol. Ges., Bd. 87, Heft 1) die Oberen Siegener Schichten unter Ausfall der Unteren und Mittleren Siegener Schichten. Da auch im Gebiet von Olpe—Rahrbach das Auskeilen und Verschwinden der beiden tieferen Siegener Stufen und die Transgression der Oberen Siegener Schichten nach Norden zu sich beobachten läßt, (Abb. 3), so glaube ich, daß diese Erscheinung auch für das Bensberger Gebiet zutrifft und wir hier nur noch Obere Siegener Schichten unter Ausfall der beiden tieferen Stufen vor uns haben, sofern man nicht, wie oben schon ausgeführt, Faziesänderungen der Mittleren Siegener Schichten annehmen will.

Zum Schluß möchte ich die Fazies- und Lagerungsverhältnisse der Siegener Schichten im Bensberger Gebiet mit denen der gleichaltrigen Schichten bei Zweifall—Mulartshütte am Nordhang des Hohen Venn vergleichen.

Die Siegener Schichten bei Mulartshütte mit *Rensselaeria crassicosta* sehe ich als Äquivalente der Wahnbachschichten an; ihre höheren mit Rotschiefern durchsetzten Teile (Straße Zweifall—Mulartshütte) halte ich für Bensberger Schichten. Auf die Ähnlichkeit der über diesen Schichten folgenden Grauwacke nördlich des Vichttales an der Einmündung des Vollersbachtales mit der Odenspieler (= Bensberger) Grauwacke habe ich beim gemeinsamen Besuch dieser Aufschlüsse schon hingewiesen.

Asselberghs will in diesem Profil nicht nur die Oberen, sondern auch die Mittleren und Unteren Siegener Schichten vertreten sehen (vgl. S. 350). Tatsächlich setzen sich die Schichten von Mulartshütte in ähnlicher Ausbildung am Nordrand des Hohen Venn auf das belgische Gebiet in gleicher Fazies fort (Profil der Gileppe). Aber erst weiter südwestlich bei Remouchamps—Nonceveux liegen in diesem Profil Schichten vom Rauhflasertyp mit der Fauna der Mittleren Siegener Schichten (S. 352). Es wäre also, wenn man den Ausführungen Asselberghs folgt, möglich, daß im Profil von Zweifall—Mulartshütte Äquivalente der Mittleren Siegener Schichten, aber in anderer Faziesausbildung vorhanden wären. Der faunistische Beweis, wie er bei Remouchamps—Nonceveux erbracht ist, steht aber für die Schichten von Mulartshütte noch aus, und es können hier ebenso gut dieselben Verhältnisse vorliegen, wie ich sie aus dem Gebiet Bensberg—Wilbringhausen —Olpe geschildert habe.

Daß das Gebiet nördlich des Venn darüber hinaus noch große Übereinstimmungen in fazieller und stratigraphischer Beziehung mit dem Gebiet der

westlichen Ebbe und dem Bergischen Land zeigt, mag folgende Gegenüberstellung erweisen:

Hohes Venn	Ebbe (Siegener Schichten und Gedinne) und Oberbergisches Land (Unteres Mitteldevon)
Unteres Mitteldevon (Friesenrather Schichten und Vichter Konglomerat[3])	Unteres Mitteldevon (Obere Hobräcker Schichten)
oooooooooooooooooooooooooooooooooooo	oooooooooooooooooooooooooooooooooooo
Unterkoblenzschichten (Zweifaller Schichten)	Ober(Unter?)koblenzschichten (Rimmertschichten)
	oooooooooooooooooooooooooooooooooooo
Grauwacken nördlich des Vichttales (Gegenüber Mündung Vollersbach)	Odenspieler (Bensberger Grauwacken)
Graue Tonschiefer mit Rotschiefereinlagerungen an der Straße Zweifall—Mulartshütte	Bensberger Rotschiefer (Rotschiefer der Ebbe b. Wilbringhausen)
Graue Schiefer mit Konglomeraten (Vollersbach-Konglomerat)	Graue Schiefer z. T. mit Konglomeraten an der Basis (Wahnbachschichten des Bergischen u. Verseschichten im Westen der Ebbe m. Drepanophycus spinaeformis)
oooooooooooooooooooooooooooooooooooo	oooooooooooooooooooooooooooooooooooo
	Gedinne

oooo bedeutet Lücke z. T. mit Konglomeraten an der Basis der transgredierenden Schicht

Zu diesen Ausführungen schreibt Asselberghs nachträglich dem Sinne nach, „daß seiner Meinung nach die Stufen 1—4 (S. 345) im Bergischen Land nicht alle zu den Oberen Siegener Schichten gehören. Er ist der Meinung, daß die stratigraphischen Schlüsse, die man aus dem Vorkommen von Fischen und Pflanzen in gewissen Schichten zieht, um sie den Oberen Siegener Schichten zuzurechnen, sich nicht rechtfertigen lassen.

Wenn man in die Oberen Siegener Schichten Ablagerungen stellen kann, in denen man, neben Fischen und Pflanzen, *Spirifer hysterícus, Rensselaeria confluentina, Rensselaeria crassicosta, Homalonotus ornatus* wie bei Overath, Hoffnungsthal findet, so sei noch nicht bewiesen, daß alle Siegener Schichten mit Fischen und Pflanzen Oberes Siegen seien. Er erinnert daran, daß beispielsweise in den Ardennen Fische und Pflanzen in verschiedenen Niveaus der Siegener Schichten des Unteren und Mittleren Siegen vorkommen und lenkt die Aufmerksamkeit auf die Tatsache, daß die Fossillisten von Gross, Weyland und Kraüsel zahlreiche neue Arten enthalten, deren vertikale Verbreitung noch unbekannt ist.

Asselberghs ist der Meinung, daß das Siegen des Bergischen Landes nicht nur den Oberen Siegener Schichten entspricht, sondern auch auf Mittlere

3) Asselberghs hält das Vichter Konglomerat für Oberkoblenz. Das Konglomerat selbst enthält keinerlei Fossilien. Die darüber folgenden Friesenrather Schichten stellt Wunstorf auf Grund einer darin auftretenden Productellenbank ins Untere Mitteldevon. Danach möchte ich das Vichter Konglomerat als das Basalkonglomerat des Unteren Mitteldevons ansehen.

und mindestens auch einen Teil der Unteren Siegener Schichten enthält. Die einzelnen Niveaus können nur wegen des Wechsels der Fazies in den Schichten nicht unterschieden werden.

Wenn man mit den Ardennen vergleicht, so kann man sagen, daß die Zone zwischen Siegtal und Overath die Uebergangszone zwischen der belgischen Süd- und Nordfacies ist. Er erinnert daran, daß sich dieselben Schwierigkeiten bei der Parallelisierung der Schichten der Nord- und Südfazies in Belgien eingestellt haben. Nur konnte man in dem Siegen der Nordfazies die 3 Stufen der Südfacies durch Fossilien belegt wieder finden.

Was die Stufe 5 — die Rimmertschichten — anbetrifft, so ist Asselberghs der Meinung, daß die Quarzite des Leuscheid, der obere Horizont der sogenannten Bensberger Arkose, der nördlich von Federath, bei Ehreshoven und bei Hufenstuhl beobachtet wurde, ferner die blaugraue Quarzite mit roten und lederfarbenen Tonschiefern im Sülztal bei Georghausen Unteres Emsien (= Unter-Koblenzschichten) darstellen.

Asselberghs möchte sich deshalb der Parallelisierung der Siegener Schichten des Bergischen Landes mit denen des Hohen Venn nicht anschließen. Seine Beobachtungen im Norden des Hohen Venn und am Nordrand der Mulde von Dinant haben ihn zur Aufstellung einer abweichenden[4]) stratigraphischen Tabelle geführt". (Sinngemäße Übersetzung einer in französischer Sprache gehaltenen Mitteilung Asselberghs).

Diese Einwände Asselberghs haben ihre gewisse Berechtigung und ich habe ja auch oben schon auf die Möglichkeit der Faziesänderung der Schichten hingewiesen. Ich stelle deshalb nochmals die drei Möglichkeiten über die Altersauffassung der Schichten des Bergischen Landes fest.

1. Durch die Faziesänderung der Siegener Schichten nach Norden zu ergibt sich, daß die Mittleren Siegener Schichten zwar noch vorhanden sind, aber nicht mehr die Fazies der Rauhflaser zeigen, sondern Untere, Mittlere und Obere Siegener Schichten in gleicher Fazies entwickelt sind (Asselberghs).
2. Die mittleren Siegener Schichten fehlen primär, so daß nur Untere und Obere Siegener Schichten vorhanden sind, die sich nicht trennen lassen.
3. Nach Norden zu fehlen Untere und Mittlere Siegener Schichten und die Oberen Siegener Schichten greifen transgredierend nach Norden auf ältere Stufen über.

Ich halte auf Grund verschiedener Beobachtungen diese letzte Möglichkeit für die wahrscheinlichere und habe die Gründe oben angeführt.

Dabei ist zugegeben, daß ein völlig schlüssiger Beweis bis jetzt für diese Auffassung ebensowenig zu erbringen ist, wie für die Uebertragung der Asselberghs'schen Auffassung auf die Siegener Schichten des Bergischen Landes.

Was die Auffassung Asselberghs und Henkes über den Rimmertquarzit des Bergischen Landes anbetrifft, der von beiden Herren zum Unterkoblenz gestellt wird, so ist m. E. auch diese Auffassung noch nicht völlig erwiesen, da nach der Lagerung des Rimmertquarzites, dieser eben so gut auch

4) Vergleiche Tabelle auf Seite 368.

ein Äquivalent des Koblenzquarzites sein kann. Nach dem vorhandenen geologischen Kartenmaterial scheint es, als ob der am Südostflügel des großen Siegener Sattels ausgeschiedene Koblenzquarzit im Nordosten des untertauchenden Sattels umläuft und seine Fortsetzung im Rimmertquarzit des nordwestlichen Flügels des Sattels im Sauerland und Bergischen Lande findet.

Der Gilsbacher Quarzit dagegen scheint nach noch unveröffentlichten Kartierungen nach Nordosten zu auszukeilen oder doch nicht mehr in quarzitischer Fazies vorhanden zu sein. Die Lagerungsverhältnisse im Südosten des Siegener Sattels ergeben jedenfalls deutlich das Profil

Koblenzquarzit
Unterkoblenz
Gilsbacherquarzit
Obere Siegener Schichten,

wobei, wie es den Anschein hat, der Rimmertquarzit als die Fortsetzung des Koblenzquarzites aufzufassen ist (Resultate einer neuerlichen Begehung mit Herrn Kegel, Berlin).

IV. Exkursion in die Siegener Schichten der Ardennen

4. — 11. April 1934.

E. Asselberghs, Löwen (Belgien)

Diese Exkursion ist eine Ergänzung der vorhergehenden. Ihr Hauptzweck war das Studium der Siegener Schichten in den Ardennen, die nach der Meinung des Verfassers übereinstimmen mit den Siegener Schichten des Siegerlandes und der Eifel, und auch ein Äquivalent des Hunsrückschiefers und Taunusquarzits im Gebiet der Mosel, des Hunsrücks und des Taunus bilden. Außerdem haben wir unser Studium örtlich auf das Gedinnien ausgedehnt, sowie endlich auch jüngere Schichten bis zum unteren Teil des Givétien begangen.

Die beiden ersten Tage waren dem Studium der nördlichen Fazies der Siegener und umgebender Schichten gewidmet, die in dem Massiv der Weser und am nördlichen Rand der Mulde von Dinant anstehen. Diese Fazies ist charakterisiert durch das Vorhandensein von littoralen Bildungen: grobe oder konglomeratische Schichten, rote und bunte Schiefer in allen Lagen des Unteren und Mittleren Devons.

Das Studium der südlichen Ausbildung der Siegener Schichten nahm die sechs folgenden Tage in Anspruch.

I. Studium der nördlichen Fazies

Das Programm ließ das Studium der folgenden Profile zu:

1. Das Devon des Massivs der Weser im Tal der Gileppe, im Norden des kambrischen Massivs von Stavelot—Hohes Venn.

2. Das Untere Devon zwischen Remouchamps und Nonceveux (Nordwestrand des Massivs von Stavelot—Hohes Venn).

3. Das Untere Devon des Nordrandes des Beckens von Dinant zwischen Clermont und Huy.

1. Das Devon des Tales der Gileppe.

Asselberghs, E.: Dévonien du massif de la Vesdre dans le vallon de la Gileppe. — Bull. Soc. belge de géol., t. XXIX, S. 220—230. 1920.

— : Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr. Bull. Soc. belge de géol., t. XXXVII, S. 123—143, pl. V. 1929.

Die nachstehende Reihenfolge der Schichten wurde in dem Tal der Gileppe ausgehend vom Kambrium beobachtet.

1. Anstoßend an das Kambrium sieht man Konglomerate in dicken Lagen von drei Meter Mächtigkeit, auf diese folgen dunkelrote, grüne und bunte Schiefer, welche oft Kalkknollen einschließen, grüne, glimmerartige Sandsteine, Psammite und Sandsteinquarzite, dunkelgrau und grünlich mit glimmerreicher Schichtfläche. Diese Schichten gehören zum Oberen Gedinnien. Das Untere Gedinnien ist im Norden der Ardennen nicht vertreten.

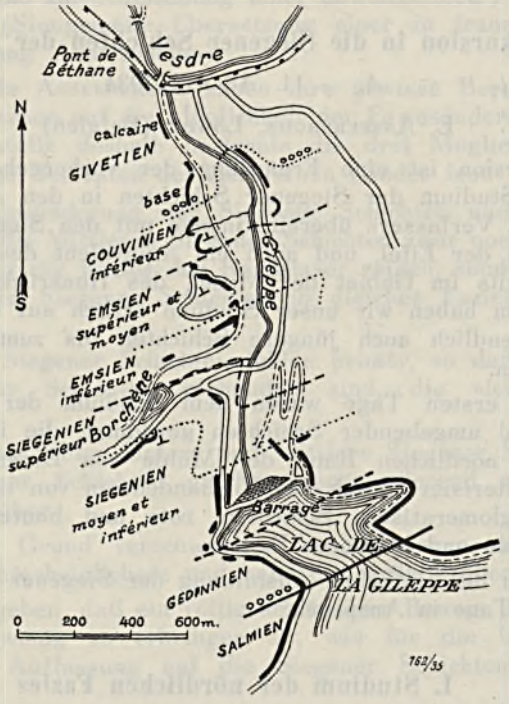


Abb. 4 Profil durch das Tal der Gileppe

2. Schichtenfolge von grauen und bläulichen Sandsteinen und Sandsteinquarziten, Sandsteine mit Schieferflatschen, rauhflaseriger Sandstein, graue oder blaue, selten rote Schiefer. Man beobachtet dort Wellenfurchen,

eine Bank von Schiefer mit Trockenrissen und konglomeratischen Gesteinen: grober Sandstein mit Schieferflatschen, Konglomerate mit Schiefergeröllen, eine Bank von Sandstein mit kleinen Geröllen von Milchquarz. Diese Bank befindet sich in der Nähe von der Basis der Schichtfolge, sie ist ähnlich den Schichten mit Quarzgeröllen, die Herr Wunstorf uns bei Roth und Zweifall gezeigt hat.

Diese Schichtenfolge gehört zur Siegener Stufe. Wir liefern auf den folgenden Exkursionen den Beweis, daß sie die Unteren und Mittleren Siegener Schichten darstellt.

3. Rote und bunte Schiefer abwechselnd mit roten Psammiten oder hellgrauen und rosenfarbenen Sandsteinen. Wir sehen hierin die nördliche Fazies der Oberen Siegener Schichten.

4. Eine Zone, die sich aus quarzigem, grauem, weißem oder grünem Sandstein und aus roten, grünen, gelblichen oder graublauen Schiefern zusammensetzt. Sie stellt das Untere Emsien dar (Untere Koblenzschichten). Die Gleichaltrigkeit dieser Schichten mit denen des Unteren Emsien im Süden der Ardennen ist durch den allmählichen Übergang zwischen den beiden Fazies bewiesen, die man längs des östlichen Randes des Beckens von Dinant beobachten kann.

5. Schichtfolge von roten, grünen und bunten Schiefern und grobem rotem Sandstein, der in seiner oberen Mitte mächtige Lagen (20 m) von groben Konglomeraten und Sandsteinen einschließt.

Der untere Teil der Schichtfolge stimmt überein mit den roten Schiefern von Winenne (Mittleres Emsien) vom Süden des Beckens von Dinant; der obere Teil ist die littorale Fazies der Grauwacke von Hierges mit *Spirifer arduennensis* (Oberes Emsien)[5])

6. Ein Schichtenkomplex, dessen unterer Teil sich aus grünen, fossilhaltigen Sandsteinen, Schiefern und Psammiten zusammensetzt. Der obere Teil besteht aus dunkelroten Schiefern und Sandsteinen. Ich habe 1922 in einer Abhandlung, die dem Studium der Fauna gewidmet ist, gezeigt, daß diese Zone gleichaltrig ist mit den Schichten des *Spirifer cultrijugatus* (Couvinien inférieur) am Südrand des Beckens von Dinant[6]).

In derselben Arbeit habe ich die Argumente dargelegt, die mich veranlaßt haben, hier eine Lücke, die mit das Obere Couvinien übereinstimmt, anzunehmen.

7. Rote Sandsteine und Schiefer mit, an der Basis 6 bis 7 m mächtig stark quarzitischem erbsen- bis faustgroßem feldspathaltigem Konglomerat mit heller Grundmasse. Das sind die Basis-Schichten des Givétien; tatsächlich hat man an mehrerer Stellen *Stringocephalus burtini* und *Uncites gryphus* in diesen roten Schichten, die von Kalkstein mit Stringocephalen überlagert sind, gefunden.

---

5) Asselberghs, Bull. soc. belge de Géol., t. XXXI, S. 21—36. 1921; J. van Tuyn, Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain, t. IV, S. 105—262. 1927.

6) La faune de la Grauwacke de Rouillon. Mém. Musée royal d'Hist. nat. Nr. 33, S. 63. 1923.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Devonschichten fallen zuerst senkrecht, dann leicht nach Norden überkippt ein; später fallen sie mit normaler Neigung nach Norden, die bis zu 45° herabsinkt, ein. Dann beschreiben sie eine Mulde, um später wieder steil zu stehen. Sekundäre Faltung ist in den Siegener Schichten und im Gedinnien sichtbar.

Die Mächtigkeit der verschiedenen Schichten der Gileppe kann annähernd wie folgt geschätzt werden

Givétien: Basaltschichten	30 m
Couvinien supérieur	Lücke
Couvinien inférieur	65 m
Oberes und Mittleres Emsien	150 m
Unteres Emsien	140 m
Obere Siegener Schichten	125 m
Mittlere und Untere Siegener Schichten	250 m
Gedinne	200 m

Das sind ungefähr 900 m für das ganze Unterdevon. Am Nordrand und um das äußerste Nordwestende des Massivs von Stavelot herum findet man die geringste Stärke des Unterdevon der Ardennen.

2. Das Unterdevon in der Umgegend von Remouchamps-Nonceveux

Von der Gileppe begeben wir uns durch das kambrische Massiv von Stavelot, durch Jalhay und Spa nach Nonceveux, wo wir den westlichen Rand des besagten Massivs finden.

In der Schlucht von Ninglinspo sieht man das Basiskonglomerat des Oberen Gedinnien nicht weit von den schwarzen Tonschiefern des Revinien. Wenn man den Bach bis zu seinem Zusammenfluß mit der Amel verfolgt und die Landstraße von Trois-Ponts und weiter den Richtweg geht, welcher nach Remouchamps führt, schneidet man wieder das ganze Unterdevon. Man findet dort dieselbe Reihenfolge von Schichten wie bei der Gileppe, d. h. im großen und ganzen einen Komplex von grauen Schichten zwischen roten und bunten Schichten. Indessen machen sich in die grauen Schichten folgende lithologischen Unterschiede bemerkbar: im oberen Teil findet man typische Rauhflasern; im unteren Teil sind dagegen die Einschaltungen von roten Schiefern häufiger als an der Gileppe.

Die Bedeutung dieses Profiles liegt in dem Auftreten von fossilführenden Schichten in dem oberen Teil des grauen Komplexes. Man beachtet sie in der Böschung der Landstraße in der Höhe der Brücke über die Amel. Die fossilhaltigen Schichten finden sich wieder 2 km mehr südlich bei Heid Goreux, wo sie von Herrn Maillieux studiert worden sind[7]). Die Fauna umfaßt neben Korallen und Krinoiden, *Spirifer primaevus, Sp. hysticus, Sp. ex-*

7) La Faune des Grès et Schistes de Solières, Mém. Nr. 51 du Musée royal d'Hist. naturelle de Belgique, S. 7—8. 1931.

cavatus, Proschizophoria personata, Stropheodonta murchisoni, Rensselaeria strigiceps, Rensselaeria crassicosta, Asselberghsia obsoleta. Das ist die Fauna der Mittleren Siegener Schichten der Ardennen. Diese Zone kommt also in der devonischen Serie dieses Gebietes vor; sie bildet den oberen Teil des grauen Komplexes, der das Gedinnien überlagert.

3. Das Unterdevon zwischen Clermont und Huy (Nördlicher Rand des Beckens von Dinant)

Asselberghs, E.: Le Dévonien inférieur de la bande de Huy entre Coutisse et Neuville-en-Condroz. — Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, t. VII, S. 1—39. 1932.

Von Remouchamps begeben wir uns auf den Nordrand des Beckens von Dinant, indem wir das äußerste östliche Ende von Condroz durchqueren, ein Gebiet, das durch den ständigen Wechsel von Kohlenkalkmulden und Oberdevonische Sättel charakterisiert wird.

Zwischen Yernée und Huy studieren wir die Profile des Fond d'Yernée, des Fond d'Oxhe und des Tales von Hoyoux. Dies erlaubt uns, die nachstehende Reihenfolge von Schichten aufzustellen:

1. Gedinnien: Grüne Schiefer mit sehr zahlreichen Kalkknollen (cornstones), bunte, dunkelrote und hellgrüne Schiefer, Sandsteine und Psammiten, an der Basis Arkose und Conglomerate. Man hat dort *Pteraspis traquairi* und *Pt. rostrata* gefunden.

2. Untere Siegener Schichten: Quarzit und quarzitischer Sandstein allgemein graublau, hellgrau oder weißlich, selten grün, oft mit Schieferflatschen, abwechselnd mit blauen oder grünen, selten roten Schiefern. Die Sandsteinlagen können eine Mächtigkeit von 12 m erreichen.

Diese Zone enthält *Pteraspis dunensis* und *Taeniocrada decheniana,* die sich auf den unteren Teil beschränken.

3. Mittlere Siegener Schichten: Glimmerartige Grauwacke, grau oder grün, bald sandsteinartig, bald schieferig, bisweilen rauhflaserig mit Bänken von blauen Schiefern und quarzitischem, weißen oder blauen Sandstein; untergeordnet einige dunkelrote Schieferbänke. Im oberen Teil der Zone fand ich an zwei Stellen eine Lage von *Taeniograda decheniana.* Weiter unten kommt eine Fauna vor, die charakterisiert ist durch den Reichtum an *Rensselaeria crassicosta,* von der man fünf Fundpunkte kennt. In dem Tal von Hoyoux ist *R. crassicosta* verbunden mit *Pteraspis dunensis;* in dem Fond d'Oxhe findet sich dieselbe Art neben *Asselberghsia obsoleta* und *Tentaculites straeleni.* Endlich in dem Fundpunkte von Yernée, die wir während des jetzigen Ausflugs besucht haben, fand ich:

Spirifer primaevus Steininger (häufig)
Proschizophoria personata (Zeiler) Kayser em. (h.)
Schizophoria provulvaria Maurer
Rensselaeria crassicosta Koch (h.)
Kochia capuliformis (?) (Koch)
Asselberghsia obsoleta (Goldfuss)
Carydium carinatum Beushausen.

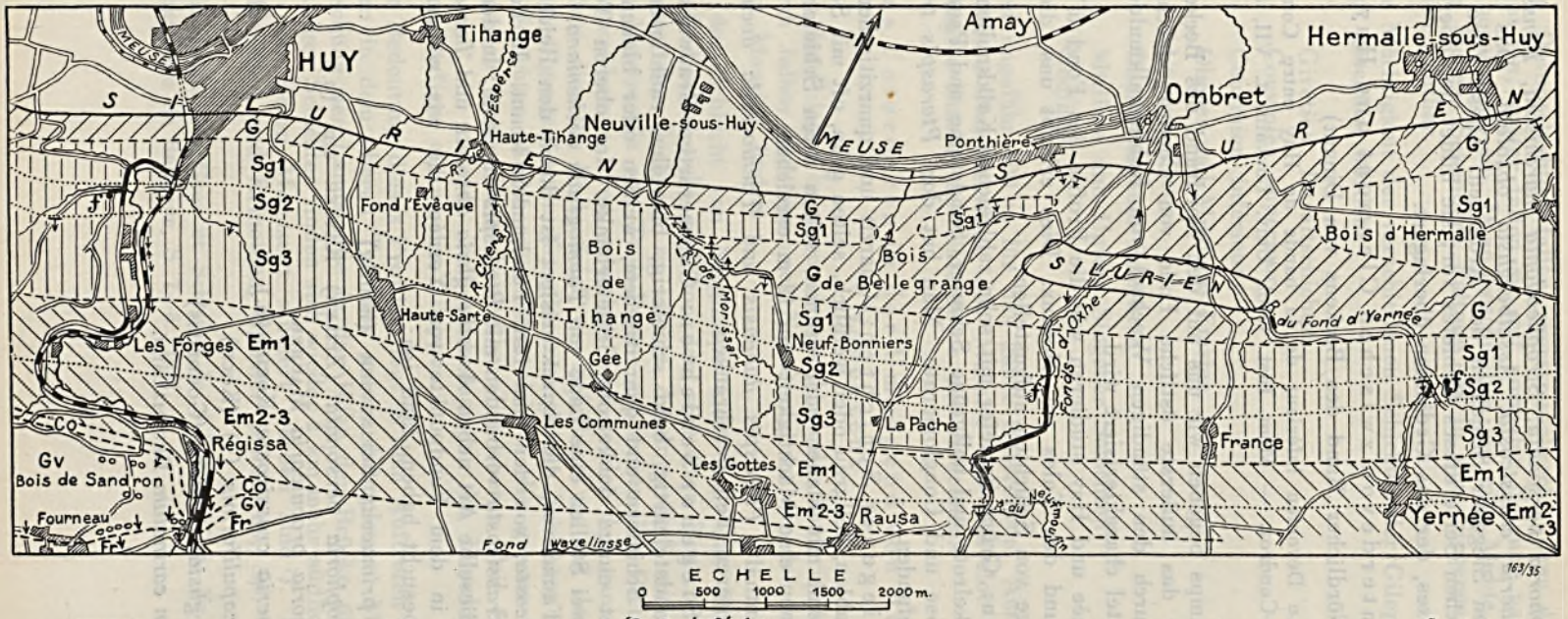


Abb. 5 Das Unterdevon zwischen Huy und Ombret

4. Obere Siegener Schichten: dunkelrote, hellgrüne und bunte Schiefer, die sandige Lagen (Sandstein und Quarzite) von meist blaßroter oder bunter Farbe einschließen.

5. Unteres Emsien: Grauer und grüner quarziger Sandstein mit grünen oder gelblichen, manchmal dunkelroten Schiefern. Das Rot ist hier viel weniger häufig als bei Remouchamps. Grober und konglomeratischer Sandstein kommt im oberen Teil und an der Basis der Zone vor.

6. Mittleres und Oberes Emsien: rote und bunte Konglomerate, Schiefer, Sandsteine.

Im Tal des Hoyoux hatten wir Gelegenheit, nahe Régissa drei mächtige Konglomeratbänke zu beobachten. Die untere gehört zum Oberen Emsien, also zum höchsten Teil des Unteren Devon. Rote Schiefer trennen sie von einer zweiten, mindestens 20 m mächtigen Lage von grünlichen Konglomeraten, auf welche grünliche, grobe und konglomeratische, sandig-schiefrige Schichten und einige dunkelrote Schiefer folgen. Diese Gesteine stellen das Couvinien dieses Gebietes dar; sie stimmen mit den fossilreichen Sandsteinen des Couvinien des Tales der Gileppe überein. Der allmähliche horizontale Übergang vom Sandstein zum Konglomerat kann beobachtet werden.

Das obere Niveau, bekannt als Konglomerat von Marchin hat eine Mächtigkeit von etwa 20 m; es ist charakterisiert durch eine helle Masse und durch den Reichtum an großen Geröllen von Milchquarz. Das Konglomerat vertritt in diesem Gebiet das Givétien mit *Stringocephalus;* es stimmt mit den Schichten des Givétien des Gileppetales überein, aber stellt eine mehr littorale Fazies dar.

Wir stellen so fest, daß von Huy bis nach der Gileppe hin dieselbe Schichtenfolge auftritt, trotz der lithologischen örtlichen Unterschiede in gewissen Lagen.

Die Mächtigkeit der altdevonischen Schichten ist in dem Gebiet von Huy größer, wie aus der folgenden vergleichenden Übersicht gefolgert werden kann:

	Profil von Huy	Gileppe
Mittleres und Oberes Emsien	150 m	150 m
Unteres Emsien	400 m	140 m
Obere Siegener Schichten	400 m	125 m
Mittlere und Untere Siegener Schichten	500 m	250 m
Gedinne	200 m	200 m
insgesamt	etwa 1700 m	etwa 900 m

4. Schlußfolgerungen

Im Laufe der ersten beiden Tage der Exkursion haben wir eine Reihe von Schichten beobachten können, die denen, die wir im vorigen Jahre in der Umgebung von Roth und Zweifall gesehen haben, ähnlich sind. Diese Schichten gehören übrigens zu demselben geologischen Gebiet.

Wir können folgern, daß die nördliche Ausbildung der Siegener Schichten, so wie sie sich am Nordrand des Beckens von Dinant darstellt, und anderer-

seits im Norden des kambrischen Massivs von Stavelot—Hohes Venn, sowohl auf belgischem als auch auf deutschem Gebiet, wie folgt charakterisiert ist:

Die Unteren und Mittleren Siegener Schichten bilden einen Komplex von grauen Gesteinen: Schiefer und Sandsteine oder Sandsteinquarzite mit seltenen Einschaltungen von roten Schiefern. In dem unteren Teil des Komplexes herrschen mächtige Pakete von Sandsteinen vor, die eine Mächtigkeit von 12 m erreichen können. Man findet dort auch grobe und konglomeratische Gesteine und außerdem, ausgehend von der Gileppe nach Osten, Bänke von Sandstein durchsetzt mit kleinen Milchquarzgeröllen. Die Zone enthält *Pteraspis dunensis* und *Taeniograda decheniana.*

Der obere Teil ist im allgemeinen mehr schieferig; die Quarzitbänke sind weniger dick, die Gesteine sind bisweilen rauhflaserig. Dieser obere Teil enthält die Fauna der Mittleren Siegener Schichten und auch *Pteraspis dunensis* und *Taeniograda decheniana.*

Es ist nicht unnütz, sich bei dieser Gelegenheit daran zu erinnern, was Holzapfel schon in dem deutschen Gebiet herausgefunden hat, daß in diesem grauen Komplex eine untere Zone, gebildet von Sandstein und grauem Sandsteinquarzit, abwechselnd mit grauen oder blauen, sehr selten roten Schiefern, und eine obere Zone, charakterisiert durch graue, oft rauhflaserige Schiefer, bisweilen mit Knötchen von Eisenstein und Einlagerungen von Sandstein entsprechend demjenigen des unteren Teiles, festzustellen ist. Dieses obere Niveau enthält eine Bank mit *Rensselaeria crassicosta*[8]).

Das Alter dieser Schichten, die wir in die Mittleren Siegener Schichten eingliedern, ist klar begründet durch die Fauna, welche sie enthalten. Man kann übrigens diese fossilreichen Schichten mit derselben Fauna entlang des ganzen Ausstriches des östlichen Randes des Beckens von Dinant verfolgen; am Ende vereinigen sie sich mit den mächtigen und bedeutenden Versteinerungsbänken der Mittleren Siegener Schichten der Eifelsynklinale.

Die im Liegenden auftretenden grauen Schichten — das heißt die Schichten zwischen den Mittleren Siegener Schichten und dem Gedinnien — stellen logischerweise die Unteren Siegener Schichten dar. Übrigens findet man in den ganzen Ardennen ähnliche Schichten in derselben stratigraphischen Lage, worüber wir in den folgenden Tagen Bericht erstatten können.

Das Alter der roten Schichten, die auf dem grauen Komplex ruhen, und die wir mit den Oberen Siegener Schichten vergleichen, kann stratigraphisch belegt werden. Diese Schichten schalten sich tatsächlich zwischen die Mittleren fossilreichen Siegener Schichten und die quarzigen Sandsteinschichten, deren Unterkoblenzalter durch den allmählichen Übergang in den Sandstein von Mormont und von Vireux feststeht. Das Unterkoblenzalter dieser Schichten ist unbestreitbar.

Henke und Schriel schließen sich dieser Meinung, die in verschiedenen Veröffentlichungen in den Jahren 1929 und 1932 erschienen ist, an[9]).

---

8) Jahrb. Königl. preuß. geol. L.-A. für 1899, S. 10—11.

9) Bull. Soc. belge de Géologie, t. XXXVII (1927) 1929, S. 123—143. — Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain, t. VII, S. 1—40. 1932.

II. Südliche Fazies

Es handelt sich um die Fazies der Siegener Schichten, die die südlichen und östlichen Ränder des Beckens von Dinant charakterisieren sowie auch die südlichen Ardennen, wo wir folgende tektonischen Einheiten finden: Antiklinale der Ardennen—Bastogne, Synklinale der Eifel und Antiklinale von Givonne.

5. Umgegend von Couvin
Südrand der Synklinale von Dinant

Der Ausflug im Süden von Couvin wurde von Herrn Maillieux geleitet, der uns in liebenswürdiger Weise seine gründlichen Kenntnisse der Geologie des Gebietes zur Verfügung stellte. Wir danken ihm herzlich dafür.

Maillieux, E.: Compte Rendu des Excursions dans le Dévonien des environs de Couvin et de Chimay. — Bull. Soc. belge de Géol., t. XXVII, S. 50—58. 1913.

— : In „Traversée centrale de la Belgique par la vallée de la Meuse et ses affluents de la rive gauche; excursion sous la conduite de MM. F. Kaisin, E. Maillieux, E. Asselberghs." — Exc. A^2 du Livret-guide pour la XIIIme session du Congrès Géologique International. Belgique, S. 8—12. 1922.

— : In „Comptes rendus de la cinquième session extraordinaire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne tenue dans le terrain dévonien de l'Ardenne, du 13 au 19 avril 1925, sous la direction de MM. E. Asselberghs et E. Maillieux." — Bull. Soc. Géol. et Minér. de Bretagne, S. 130—142.

— : Terrains, Roches et Fossiles de la Belgique. — 2^0 Ed., Brux., S. 44—54. 1933.

Herr E. Maillieux führte uns, nachdem er uns verschiedene Horizonte der Siegener Schichten längs des Romebaches zwischen der Béguinage und der Moulin des Bois gezeigt hatte, in den Fond de Pernelle, wo er uns das berühmte vorzüglich aufgeschlossene Profil entlang der Kleinbahn, die von Couvin nach Cul des Sarts führt, zeigte.

Bei Pernelle verläßt der Weg die Landstraße von Rocroy, um dem östlichen Abhang des Tales des Pernellebaches zu folgen. Unmittelbar im Süden der Landstraße sieht man Schiefer und Sandsteine und danach die kalkhaltigen Grauwacke von Pesche, die die Basis des Emsien (Unterkoblenzschichten) bildet.

Diese Schicht geht unmerklich in die „Grauwacke von Petigny" über, die aus quarzigen dichten Schiefern mit dünnen Bänken von kalkigen, glimmerigen oft fossilreichen, plattigen Grauwacken und bläulichem Sandstein gebildet wird. Ich weise darauf hin, daß wir Schichten derselben Ausbildung in den Oberen Siegener Schichten von Laroche wiederfinden werden. Nach der Basis der Schichten zu folgen mehrere dicke kalkhaltige Versteinerungsbänke, aus denen Herr Maillieux die eigentliche Fauna der „Grauwacke von Petigny" gewonnen hat.

Weiter im Süden wird die Grauwacke grob, erdig, mit Bänken von kalkhaltigen, blauen, durch Verwitterung braunen, sehr fossilreichen Rauhflasern.

Das ist die Grauwacke von St. Michel, die die typische Fauna von den Rauhflaser Schichten enthält.

Die folgende Zone, das „Grès d'Anor" ist zusammengesetzt aus weißem Sandstein und blauen feingeblätterten Schiefern. Man sieht erst eine dicke Lage von diesen weißen Sandsteinen, die die obersten Schichten bildet, darunter folgen abwechselnd dunkle Schiefer und Sandstein im allgemeinen in einzelnen Bänken, aber auch zu Massen von mehreren Metern Mächtigkeit vereinigt. Wir haben auch die obersten Sandsteinschichten in dem alten Steinbruch bei Moulin des Bois gesehen, wo sie sehr fossilreich sind; man findet hier Krinoidenbänke neben zahlreichen Brachiopoden und Lamellibranchiaten.

Henke gibt an, daß die fossilreichen Schichten des Taunusquarzites im rheinischen Massiv in ihrem oberen Teil den Mittleren Siegener Schichten entsprechen, während das Alter der unteren Schichten fraglich ist.

Nach einer Unterbrechung in den Aufschlüssen beobachtet man grünliche Schiefer mit Psammiten und Sandsteinen der Zone von St. Hubert.

Nach Maillieux stimmen die Grauwacke von Petigny und die Grauwacke von St. Michel mit den Herdorfer Schichten oder den Oberen Siegener Schichten, der Sandstein von Anor mit den Rauhflaserschichten oder den Mittleren Siegener Schichten, und die Sandsteine und Schiefer von St. Hubert mit den Tonschieferschichten oder Unteren Siegener Schichten überein[10]).

Ich bin dagegen der Meinung, daß die Grauwacke von Petigny allein die Oberen Siegener Schichten[11]) darstellt, daß die Grauwacke von St. Michel mit der Fauna von Seifen zu den Mittleren Siegener Schichten und die Ablagerungen von Anor zu den Unteren Siegener Schichten zu rechnen sind; die grünen Sandsteine und Schiefer dagegen stellen das jüngste Gedinnien dar.

Immerhin, wenn man die Beobachtung von Henke, die hier oben wiedergegeben ist, berücksichtigt, und andererseits, daß die Fauna des Grès d'Anor — abgesehen von den Unterschieden mit Bezug auf die lithologische Fazies — kaum verschieden ist von derjenigen der Grauwacke von St. Michel und daß

10) 1935 hat Maillieux (Echelle stratigraphique du Siegenien de la Belgique) die hier oben dargestellte Schlußfolgerungen wie folgt geändert:

Er verwandte die Kennzeichnung „Grauwacke von Petigny", indem er diese Stufe auf die dicke, kalkige, fossilführende Bänke an der Basis beschränkt und dafür eine Spezialablagerung von grauen Tonschiefern und Sandsteinen im Hangenden ausscheidet. Die Grauwacke von Petigny (sensu stricto) ist mit den Herdorfer Schichten zu vergleichen und die Grauwacke von St. Michel mit den Rauhflaserschichten. Die Sandsteine und Schiefer von St. Hubert werden für Aequivalente der Tonschieferschichten gehalten, während der Grès d'Auor mit dem Taunusquarzit verglichen wird, den Maillieux als eine besondere Ablagerung betrachtet, die zwischen Rauhflaserschichten und Tonschieferschichten rangiert.

11) Als Schlußfolgerung der von Maillieux geänderten Auffassung der Grauwacke von Petigny (Fußnote 10), glaube ich, daß im Profil von Couvin, die Oberen Siegener Schichten durch die Tonschiefer und Sandsteine, die unmittelbar unter dem Emsien (Unterkoblenz) folgen, vertreten werden. Diese zeigen im übrigen denselben lithologischen Charakter wie das Obere Siegen von Laroche. Das Mittlere Siegen entspräche den fossilführenden kalkigen Bänken von der Basis der Grauwacke von Petigny und zugleich der Grauwacke von St. Michel.

sie auf die obersten Schichten beschränkt ist, so meine ich, daß man die Grenze zwischen den Mittleren Siegener Schichten und den Unteren Siegener Schichten ein wenig herabsetzen könnte um die obersten fossilreichen Sandsteine, von dem „Grès d'Anor" in die Mittleren Siegener Schichten einzureihen. Aber es steht außer Frage, daß es richtig ist, die ganze Zone von Anor in die Mittleren Siegener Schichten einzugliedern. Die Sandsteine und Schiefer die unter der fossilreichen Schicht liegen, sind das Äquivalent der Sandsteine, Schiefer und Tonschiefer, die man in den ganzen Ardennen zwischen der fossilreichen Stufe der Mittleren Siegener Schichten und den grünen Gesteinen des Oberen Gedinnien findet und die die Unteren Siegener Schichten bilden.

Henke behält sich vor, über die Grenze zwischen den Siegener Schichten und dem Gedinne sich ein Urteil zu bilden, nachdem er die folgenden Profile gesehen hat.

Der letzte Teil des Lehrausfluges in die Umgebung von Couvin ist den bunten Schiefern von Oignies des Oberen Gedinnien und den dunkelblauen fossilreichen Schiefern des Unteren Gedinnien gewidmet, deren Grundlage von Arkose und Konglomeraten gebildet wird.

6. Profil von Membre bis Sugny. — Umgebung von Alle. Synklinale der Eifel

Asselberghs, E.: Le Synclinal de l'Eifel et l'Anticlinal de Givonne, dans l'Ardenne française et belge, à l'Ouest de Bertrix—Herbeumont. — Mém. Inst. Univ. Louvain, t. IV, S. 1—102.

Von Couvin, das am Südrand des Beckens von Dinant liegt, begeben wir uns nach Membre im Tal der Semois. Nachdem wir uns nach Osten bis nach Beauraing gewandt haben, schneiden wir wieder das Untere Devon, die Verlängerung desjenigen von Couvin, dann durchqueren wir die Antiklinale der Ardennen, deren Kern sichtbar vom Gedinnien gebildet ist.

Zwischen dem Ort Gedinne und Membre halten wir mehrmals an, um einen Blick zu werfen auf die groben grünen Schiefer und die glimmerigen Sandsteine der Basis des Oberen Gedinnien zwischen Gedinne und Louette Saint Pierre, auf die dunkelblauen Schiefer des Unteren Gedinnien bei Nafraiture, und auf die Sandsteine und bunten Schiefer von Oignies im Norden von Membre.

Indem wir die Landstraße von Membre nach Sugny verfolgen, studieren wir erst zwischen dem 21. und 22. Kilometerstein mehrere Aufschlüsse eines Horizontes von grünlichen bis graugrünlichen Tonschiefern, die selten Bänke eines geringmächtigen Sandsteins enthalten; es ist dies die Zone von St. Hubert, des oberen Teils des Gedinnien.

Zwischen dem 23. und 25. Kilometerstein besichtigen wir mehrere verlassene Steinbrüche, wo man Massen von bläulichem Sandsteinquarzit getrennt durch blaue Tonschiefer sieht. Im südlichen Steinbruch enthält er eine Bank mit *Rensselaeria crassicosta.*

Auf den Quarziten und Schiefern ruhen kalkhaltige Tonschiefer und kalkigschieferige Rauhflaser, die dünne Bänke von unreinem Krinoidenkalk einschließen. Alle diese Gesteine nehmen durch Verwitterung eine bräunliche Färbung an. Wir verfolgen sie über zwei Kilometer weit. Sie gehören zu einer Zone, in der wir die typische Fauna der Mittleren Siegener

Schichten entdeckt haben. Diese Zone ist an dieser Stelle sehr schieferig; die Tonschiefer, die kalkhaltig sind, werden durch Verwitterung bräunlich, wodurch man sie von den Tonschiefern der darunter liegenden Stufe unterscheiden kann. In diesem ganzen Gebiet sind die Einschaltungen von dünnen Krinoidenbänken häufig, was mich veranlaßt hat, den Mittleren Siegener Schichten des westlichen Teiles der Synklinale der Eifel den Namen Fazies von Bouillon zu geben[12]).

Dieses Profil zeigt, daß eine bedeutende Zone von blauen Tonschiefern und von Quarziten zwischen den fossilreichen Mittleren Siegener Schichten und der grünen Schiefer von St. Hubert besteht. Diese Zone ist der Vertreter der Unteren Siegener Schichten. Das geht daraus hervor, daß die Stufe von St. Hubert noch zum Gedinnien gehört im Gegensatz zu den Ausführungen des Herrn Maillieux vom vorhergehenden Tage.

Henke und Schriel stimmen mit mir hierin überein.

Wir besichtigten im Anschluß daran im Süden von Alle am Semois die Halde eines Schieferbruches, der in den blauen Tonschiefern des Unteren Siegenien ansteht.

Die Oberen Siegener Schichten sind in diesem Gebiet noch nicht aufgeschlossen, da der Kern der Eifelmulde durch die schieferig-kalkigen Schichten der Mittleren Siegener Schichten gebildet wird.

Darauf wenden wir uns weiter nach Osten, nach Neufchâteau. Auf der Landstraße halten wir zwei Kilometer von Fays-les-Veneurs, um in einem Steinbruch Tonschiefer und blaue Quarzite der Unteren Siegener Schichten zu beobachten.

7. Die Umgebung von Neufchâteau.

Synklinale der Eifel.

Asselberghs, E.: Le Dévonien inférieur du Bassin de l'Eifel et de l'Anticlinal de Givonne dans la Région Sud-Est de l'Ardenne belge. — Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, t. I, S. 1—60. 1913.

Die Synklinale der Eifel sinkt tiefer ab im Gebiet von Neufchâteau, von Westen nach Osten, in der Weise, daß sich im Kern des Beckens die Oberen Siegener Schichten und die drei Stufen des Emsien einstellen.

Wir legen zwei Profile in Nord-Süd-Richtung auf das Gebiet, ein erstes von Grandvoir nach Suxy, im Westen von Neufchâteau, ein zweites von Bercheux nach Anlier im Osten der Stadt.

a) Profil von Grandvoir nach Suxy. — Bei Grandvoir beobachten wir blauen Ton- und Dachschiefer, die zu den Unteren Siegener Schichten des Nordrandes der Eifel gehören. Henke fand dort eine Bank von *Taeniograda decheniana*. Diese Dachschiefer sind Gegenstand unbedeutender, sehr alter Gewinnung gewesen.

Einen Kilometer südlich von Petit Voir zeigt ein Steinbruch einen Aufschluß in den fossilreichen Rauhflasern, die mit Sandsteinen wechseln; sie enthalten die Fauna der Mittleren Siegener Schichten[13]). Das sind die

12) Siegenien, Siegener Schichten, Hunsrückschiefer et Taunusquarzit. — Bull. soc. belge de Géol., t. XXXVI, S. 206—222. (1926) 1927.

13) Fossilliste in Mém. Inst. Géol. Un. Louv., t. I, S. 34—35. 1913.

„Quartzophyllades von Longlier". Auf diesen liegen die Dachschiefer oder Tonschiefer von Neufchâteau, die die Oberen Siegener Schichten des Gebietes charakterisieren. Wir gehen durch Warmifontaine, wo sich der bedeutendste Schieferbruch befindet, der in diesen Schichten aufgeschlossen ist.

Das Obere Siegen besteht wesentlich aus Tonschiefer (Fazies von Neufchâteau) in diesem Gebiet, wo es den Kern des Beckens bildet. Es enthält einige seltene Schichten oder sehr dünne Bänke von Sandstein. Wir studierten diese Schichten bei Warmifontaine und anderwärts bei Martilly, wo sie überkippt sind.

Im Süden von Martilly und von Straimont durchqueren wir die Mittleren Siegener Schichten vom Südrand der Synklinale der Eifel. Die Aufschlüsse sind schlecht, aber an mehreren Stellen finden wir Rauhflasern mit Krinoiden, wie sie für dieses Niveau charakteristisch sind.

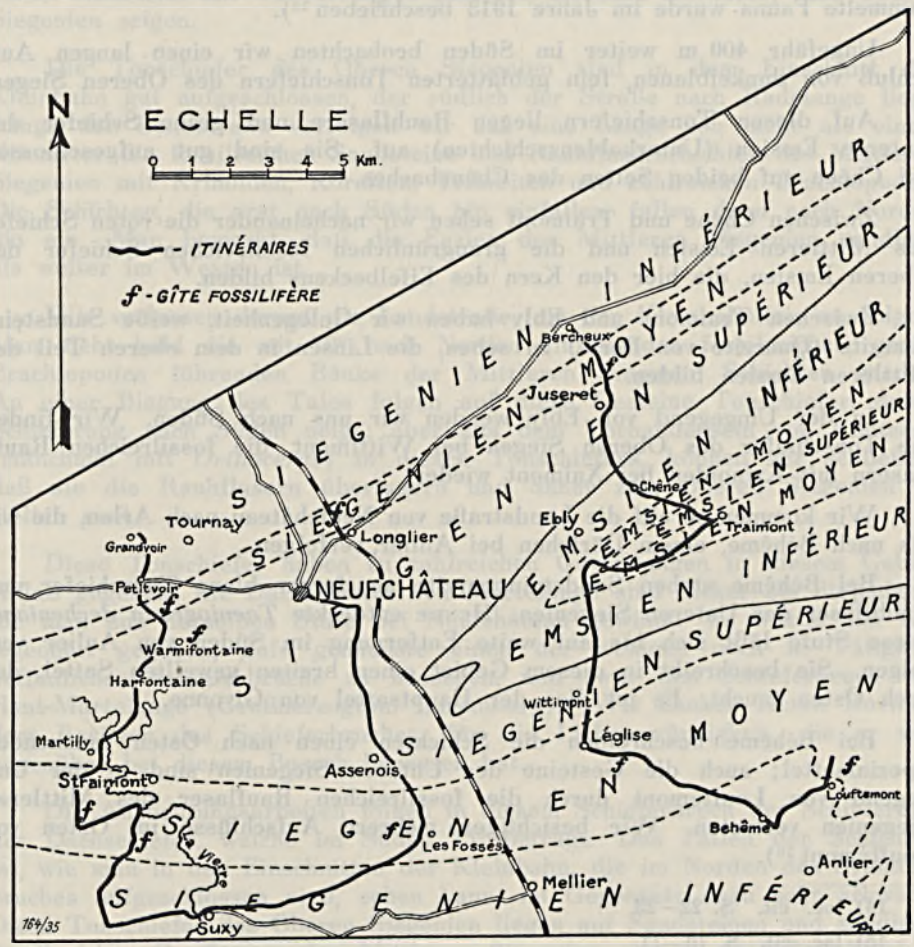


Abb. 6 Synklinale der Eifel in der Gegend von Neufchâteau

Bläuliche Sandsteinquarzite und Schiefer des Unteren Siegen stehen bei Suxy an. In dem Aufschluß, der 1 km östlich von Suxy und ungefähr 200 m im Süden der Straße von Léglise liegt, entdeckte Henke *Rensselaeria crassicosta.*

Wir kehren nach Neufchâteau durch Les Fossés zurück, wo ich die fossilreiche Schicht von Fossés zeige, die ich im Jahre 1913 beschrieben habe[14]). Das sind Rauhflaser, Sandsteine, kalkhaltige Grauwacke, sehr fossilreich mit Krinoiden, Korallen und der gewöhnlichen Fauna des Mittleren Siegen. Bei Neufchâteau finden wir Tonschiefer des Oberen Siegen im Kern des Beckens wieder.

b) Profil von Juseret bis Anlier. — Wir beginnen das Profil zwischen Bercheux und Juseret bei 1 km im Norden dieses Ortes durch die Rauhflasern und die fossilreichen Gesteine der Mittleren Siegener Schichten des Nordrandes des Beckens der Eifel. Die an dieser Stelle gesammelte Fauna wurde im Jahre 1913 beschrieben[15]).

Ungefähr 400 m weiter im Süden beobachten wir einen langen Aufschluß von dunkelblauen, fein geblätterten Tonschiefern des Oberen Siegen.

Auf diesen Tonschiefern liegen Rauhflasern und graue Schiefer des Unteren Emsien (Unterkoblenzschichten) auf. Sie sind gut aufgeschlossen bei Chêne auf beiden Seiten des Chênebaches.

Zwischen Chêne und Traimont sehen wir nacheinander die roten Schiefer des Mittleren Emsien und die graugrünlichen fossilreichen Schiefer des Oberen Emsien, die hier den Kern des Eifelbeckens bilden.

Zwischen Traimont und Ebly haben wir Gelegenheit, weiße Sandsteinquarzite (Quarzite von Berlé) zu sehen, die Linsen in dem oberen Teil des Mittleren Emsien bilden.

In der Umgegend von Ebly wenden wir uns nach Süden. Wir finden die Tonschiefer des Oberen Siegen bei Wittimont, die fossilreichen Rauhflasern mit Krinoiden bei Xaimont wieder.

Wir kommen so auf die Landstraße von Neufchâteau nach Arlon, die wir bis nach Béhême, einem Dörfchen bei Anlier, verfolgen.

Bei Béhême stehen Sandsteinquarzite an, ferner blaue Tonschiefer und Rauhflaser des Unteren Siegenien. Henke entdeckte *Taeniograda decheniana.* Diese Stufe läßt sich bis auf weite Entfernung im Süden von Anlier verfolgen. Sie beschreibt in diesem Gebiet einen breiten gewellten Sattel, der nach Osten taucht. Es ist dies der Hauptsattel von Givonne.

Bei Béhême beschreiben die Schichten einen nach Osten tauchenden Spezialsattel; auch die Gesteine des Unteren Siegenien sind in der Umgegend von Louftémont durch die fossilreichen Rauflaser des Mittleren Siegenien vertreten. Wir besichtigen mehrere Aufschlüsse im Osten von Louftémont[16]).

14) loc. cit. S. 22—23.

15) loc. cit. S. 70—71.

16) Fossilliste, loc. cit, S. 59. 1913.

8. Umgebung von Martelange

Asselberghs, E.: Les ardoisières du Dévonien de l'Ardenne. — Ann. des Mines de Belgique, t. XXV, S. 1037—1098. (1924).

Brichant, A.: Contribution à l'étude du Dévonien inférieur de l'Anticlinal de Givonne et du flanc méridional du Synclinal de l'Eifel au sud de la vallée de la Sûre. — Ann. Soc. géol. de Belg., t. II, S. M1—30. 1928.

Zwischen Martelange und Radelange studieren wir einen Sattel im Mittleren und Oberen Siegenien der Umgebung. Wie man im Süden von Martelange bemerkt, steht das Untere Siegenien nicht mehr an: der Südrand der Eifelmulde und der Sattel von Givonne werden dort durch Spezialfalten manchmal mit Verwerfungen gebildet, die bald Mittleres, bald Oberes Siegenien zeigen.

Die Tonschiefer des Oberen Siegenien sind in dem Einschnitt der Kleinbahn gut aufgeschlossen, der südlich der Straße nach Radelange liegt. Längs der Landstraße verfolgen wir auf eine Länge von mehr als einem Kilometer die fossilreichen Sandsteine und Rauhflaserschichten des Mittleren Siegenien mit Krinoiden, Korallen, Trilobiten und zahlreichen Brachiopoden. Die Schichten, die erst nach Süden hin einfallen, fallen dann nach Norden hin ein. Man bemerkt, daß die Fazies des Mittleren Siegenien sandiger als weiter im Westen ist.

Wir verlassen darauf die Landstraße, um der Kleinbahnlinie zu folgen. Man sieht bald die mit 70° nach Norden einfallenden fossilreichen, große Brachiopoden führenden Bänke der Mittleren Siegener Schichten wieder. An einer Biegung des Tales folgen auf diese Gesteine Tonschiefer, deren Schieferung nach Süden neigt; aber aus dem Vorhandensein von Knötchen (manchmal mit *Orthoceras*) in diesen Tonschiefern, können wir schließen, daß sie die Rauhflasern überlagern und daher zum Oberen Siegenien zu stellen sind.

Diese Tonschiefer haben zu zahlreichen Gewinnungen in diesem Gebiet Anlaß gegeben; die Dachschiefer von Martelange sind dicker als diejenigen, die man aus derselben Stufe bei Neufchâteau gewinnt. Es wurde uns Gelegenheit gegeben, aufs genaueste einen der wenigen noch in Tätigkeit befindlichen Schieferbrüche zu besuchen, und zwar den Schieferbruch von Haut-Martelange (Großherzogtum Luxemburg). Wir danken Herrn Rother, dem Besitzer des Schieferbruches, für die Liebenswürdigkeit, die er uns gegenüber bei diesem Besuch bewiesen hat.

Die Ausbeutungsarbeiten folgen in diesem Schieferbruch der Schieferung der Dachschiefer, welche im Süden 75° beträgt. Das Fallen der Schichten ist, wie man in den Einschnitten der Kleinbahn, die im Norden des Schieferbruches aufgeschlossen sind, sehen kann, im Gegensatz dazu sehr schwach. Diese Tonschiefer des Oberen Siegenien liegen auf Sandsteinen und sandigen fossilreichen Rauflasern des Mittleren Siegenien, die in zwei Steinbrüchen nördlich des Dachschieferhorizontes aufgeschlossen sind.

9. Die Siegener Schichten des Beckens von Laroche

Asselberghs, E. et Leblanc, E.: Le Dévonien inférieur du bassin de Laroche. — Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain, t. VIII, S. 1—79. 1934.

Von Martelange begeben wir uns über Bastogne nach Laroche. Wir durchqueren, im Verfolg der Straße, die ganze Synklinale der Eifel und die Antiklinale der Ardennen-Bastogne; dabei besichtigen wir kurz die quarzitischen Sandsteine der Unteren Siegener Schichten, die bei Bastogne den Kern des Sattels bilden.

In fazieller Beziehung kann das Becken von Laroche als ein Übergang zwischen der Fazies der südlichen Ardennen und der des Süd- und Ostrandes der Synklinale von Dinant betrachtet werden.

Die Oberen Siegener Schichten sind charakterisiert durch dunkelblaue, feingeblätterte oder in dichten Bänken auftretende Schiefer und Tonschiefer. In diesen Tonschiefern sind zahlreiche sandige Gesteine eingeschaltet; kleine Knötchen, ferner dünne Bänke und bis 12 m Mächtigkeit Pakete von plattiger Grauwacke. Das sind bläuliche quarzitische Sandsteine, Psammiten und grünliche Sandsteine. Die glimmerreichen Gesteine kommen häufig vor. Die einzelnen Sandsteinbänke sind manchmal kalkhaltig; sie werden in diesem Falle durch Verwitterung braun oder rot.

Im ganzen stellen die Oberen Siegener Schichten des Beckens von Laroche die Fazies von St. Vith dar. Immerhin sind die sandigen Einlagerungen viel häufiger und bedeutender. Andererseits nähern sich die kalkhaltigen Sandsteinbänke der Fazies derjenigen im Süden des Beckens von Dinant. Die einzelnen Sandsteinbänke sind oft fossilreich; man bemerkt dort häufig folgende Arten: *Rensselaeria strigiceps, Spirifer hysterícus, Tropidoleptus carinatus* neben zahlreichen *Chonetes*.

Die Mittleren Siegener Schichten stellen mit Ausnahme der unmittelbaren Umgebung von Laroche, die Fazies von Longlier dar; Rauhflaser und Grauwackenbänke, fossilreich, mit Einlagerungen von sandiger Grauwacke, ja sogar quarzitischen Sandsteinen und Tonschiefern. Indessen sind in dem Becken von Laroche die Tonschiefer reichlicher als anderswo. In der Umgebung von Laroche ist die ganze Ausbildung sehr kalkhaltig: dichte Bänke von kalkhaltiger, sehr fossilreicher Grauwacke, unreine Krinoidenkalkbänke, kalkhaltige Rauhflasern.

Die Schichten enthalten dieselbe Fauna wie die Schichten von Bouillon, Longlier, Martelange und St. Michel.

Die Unteren Siegener Schichten zeigen ihre gewöhnliche Fazies, die wir als die Fazies von Anlier kennen; es setzt sich zusammen aus Tonschiefern oder tonigen dunkelblauen Schiefern und graugrünen, graublauen, grünen quarzitischen Sandsteinen und auch aus Rauhflasern.

Wir besichtigen als erstes ein Profil im Osten von Laroche zwischen Villez und Maboge, wo wir nacheinander wieder die drei Stufen des Siegenien schneiden. Die fossilreichen Bänke der Mittleren Siegener Schichten sind überall gut aufgeschlossen. Die Fauna der Schichten von Laroche ist wiedergegeben auf S. 56—57 meiner Arbeit über dieses Gebiet.

Wir studieren die Oberen Siegener Schichten in dem Tal des Bronze, wo wir Linsen von blauem Sandstein finden. Längs der Straße von Beausaint

sind Bänke von glimmerigem Sandstein und kalkreichem, fossilreichem Sandstein in Tonschiefer und quarzigen Schiefer eingelagert. Indem wir von dem Tal des Bronze nach der Straße hinübergehen, schneiden wir den bedeutendsten Fossilpunkt dieser Ablagerung[17]).

Wir beenden das Studium des Gebietes mit einem Profil, das im Norden von Laroche längs der Straße von Samrée liegt, und das wir bis zum Gedinnien verfolgen. Man durchschneidet nacheinander die drei Stufen des Siegenien; die untere Stufe läßt sich auf weite Entfernung verfolgen. Am Kilometerstein 73 der Straße stehen noch graue, blaue quarzitische Sandsteine, die auf blauen Schiefern liegen, an. Aber ungefähr 70 m im Norden des Grenzsteins sieht man die grünlichen Schiefer des Gedinnien erscheinen. Weiter weg nach Samrée zu finden wir rote Schiefer derselben Formation.

10. Umgegend von Laroche—Clerheid
Östlicher Rand des Beckens von Dinant

Asselberghs, E.: Le Hunsruckien inférieur des environs d'Erezée. — Bull. Soc. belge de Géol., t. XXVII, S. 136—142. 1913.

— : Le Siegenien et le Gedinnien du bord oriental du Bassin de Dinant, entre Laroche et Werbomont. — Bull. Soc. belge de Géol., t. XLIV, S. 342—362. 1934.

van Tuyn, J.: Le Couvinien et la partie supérieure de l'Eodévonien du bord oriental du Synclinorium de Dinant entre l'Ourthe et Ferrières. — Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain, t. IV, S. 105—262. 1927.

Der Zweck dieser Exkursion ist, die Existenz von zwei Horizonten von weißen, fossilreichen, der Fazies des Grès d'Anor ähnlichen Sandsteinen im Unterdevon des östlichen Randes des Beckens von Dinant zu zeigen.

Von Laroche wenden wir uns durch die Baraque Fraiture (652 m über dem Meeresspiegel) nach Grandmenil, wo wir uns im Kambrium des Massivs von Stavelot befinden.

Längs der Straße von Grandmenil nach Mormont machen wir die folgenden Beobachtungen. Am Ende von Grandmenil stehen rauhflaserige Gesteine des Unteren Salmien an. Zweihundert Meter weiter folgt Basalarkose des Gedinnien, auf welcher bunte und rote Schiefer liegen. Hierauf kommen grünliche Schiefer und Sandsteine, die unmerklich in blaue Schiefer des Unteren Siegenien übergehen. Die Grenze zwischen dem Gedinnien und dem Siegenien kann angegeben werden zwischen dem 20. und 19. Kilometerstein, einige 50 m westlich des Weges, der von der Höhe 476 hinunterkommt. Die gefalteten blauen Schiefer und quarzitischen Sandsteine der Unteren Siegener Schichten werden in verschiedener Wiederholung bis zum Kilometerstein 18 beobachtet.

Man sieht darauf in der schlecht aufgeschlossenen Böschung der Landstraße zahlreiche Überreste von weißen quarzitischen Sandsteinen auftreten, davon zwei Aufschlüsse in der Umgegend des Kilometersteins 17. Wenigstens 100 m im Westen des Kilometersteins sieht man eine kalkige, fossilreiche,

17) Die Fauna ist S. 65—66 meiner Arbeit angegeben.

2,50 m mächtige Bank mit Krinoiden, der 5 m weiter eine zweite Bank von 1 m Mächtigkeit folgt. Ungefähr 200 m südlich der Landstraße fanden wir am nächsten Tag des gemeinsamen Ausflugs Krinoiden und Fossilreste in den Geröllen solcher weißen Sandsteine. Der weiße Sandstein und die kalkige Grauwacke gehören zu den Mittleren Siegener Schichten. Die stratigraphische Lage dieses weißen Sandsteins, der unter dem Namen Sandstein von Clerheid bekannt ist, wird hierunter festgelegt.

Man sieht darauf blaue, tonige Schiefer mit Einlagerungen von plattiger Grauwacke erscheinen; es sind dies charakteristische Schichten für das Obere Siegenien.

Endlich sehen wir bei Mormont, auf dem Hügel, der das Dorf im Süden beherrscht, weißen, sehr fossilreichen Sandstein, der die Fauna der Unterkoblenzschichten enthält.

Von Mormont wenden wir uns nach Süden, nach Clerheid. Auf halbem Wege zwischen dem 13. und 14. Kilometerstein der Landstraße von Erezée bei Grandmenil sehen wir blaue Tonschiefer des Unteren Siegenien anstehen, auf denen die tonig-kalkigen, fossilreichen Schichten des Mittleren Siegenien liegen. Wir verfolgen diese Schichten längs des Weges, der nach Clerheid führt. In einem alten Steinbruch sehen wir Einlagerungen eines weißen Sandsteins von mehreren Metern Mächtigkeit; er gleicht dem Sandstein, den wir zwischen dem 17. und 18. Kilometerstein an der Straße von Grandmenil nach Mormont gesehen haben; er wird als der Sandstein von Clerheid bezeichnet; auf ihm liegen noch Bänke fossilreicher Grauwacke. Die Schichten bilden eine Mulde, auf deren anderer Seite man dieselben Sandsteine wiederfindet.

Dieses Profil zeigt, daß der weiße Sandstein von Clerheid eine Einlagerung in der fossilreichen Grauwacke der Mittleren Siegener Schichten darstellt.

Der weiße Sandstein tritt in mehreren Aufschlüssen in der Umgegend von Clerheid auf. Er ist örtlich fossilreich [18]).

11. Die Siegener Schichten bei St. Vith Synklinale der Eifel

Asselberghs, E.: Le Dévonien du Cercle de Malmédy. — Bull. soc. belge de Géol., vol. XXXI, S. 134—155. 1921.

— : Le Dévonien inférieur de la Prusse Rhénane à l'Ouest des Bassins calcaires de l'Eifel. — Mém. Inst. Géol. Univ. Louv., t. V, S. 1—45. 1928.

Von Grandmenil wenden wir uns nach Osten. Wir durchqueren den südlichen Teil des kambrischen Massivs von Stavelot, um das Siegenien von St. Vith zu studieren, welches gleichzeitig den Ostflügel des kambrischen Massivs und den Westflügel der Synklinale der Eifel darstellt.

Bei km 1 im Osten von Potteaux, der alten belgisch-deutschen Grenze, bezeichnet eine Reihe von alten Gruben, die im Süden der Straße von Saint Vith liegen, den Verlauf der Basis-Arkose des Gedinne. In der Umgegend des

18) Siehe Liste J. van Tuyn, loc. cit. S. 178.

3. Kilometersteins sind grobe Sandsteine des Unteren Siegenien in verwittertem Zustand aufgeschlossen. Henke entdeckte dort in den Schiefern *Taeniograda decheniana.*

Die Mittleren Siegener Schichten sind auf der ganzen Straße nicht aufgeschlossen. Dagegen zeigt auf halbem Wege zwischen dem 1. und 2. Kilometerstein eine alte im Norden der Straße gelegene Grube Tonschiefer, die Würfel von Schwefelkies von 15 mm einschließen. Sie sind fossilreich. Ich habe dort früher gefunden: *Athyris avirostris, Spirifer hysthericus, Pleurodictyum problematicum, Rensselaeria strigiceps.* Außerdem, während der Exkursion hat Henke *Tropidoleptus carinatus* gefunden.

Diese Schichten bilden die Basis der Oberen Siegener Schichten.

Wir besichtigen darauf diese letzte Stufe in verschiedenen Aufschlüssen, bei Breitfeld, im Süden von St. Vith. Wir sehen blaue Schiefer oder Tonschiefer mit feiner oder unregelmäßiger Schieferung und mit Einlagerungen von Rauhflasern und gräulich bis grünlichem Sandstein. Sie kommen in regelmäßigen Bänken oder in Linsen vor. Die Schichten sind manchmal fossilreich. Bei Breitfeld haben wir folgenden Faunenvergesellschaftung gefunden: *Rensselaeria strigiceps, Trigeria gaudryi, Spirifer hysthericus, Tropidoleptus carinatus,* d. h. typisches Oberes Siegen.

Wir beenden die Ardennen-Exkursion bei Malmédy mit dem Studium der Sandsteine und Arkosen von Gedoumont oder von Weismes, die wir in den Steinbrüchen im Westen von Weismes längs der Straße von Malmédy beobachteten. Diese Schichten bilden hier die Basis des Gedinne; sie sind fossilreich und enthalten die Fauna des Oberen Gedinne. Die Arkose von Weismes stimmt stratigraphisch überein mit dem Horizont von Arkosen, die man in den südlichen Ardennen in der Zone der bunten Schiefer von Oignies als Einlagerung trifft. Rings herum um das kambrische Massiv von Stavelot ist also kein Unteres Gedinnien vorhanden[19]).

12. Zusammenfassung für die Süd-Ardennen

Die gemeinsame Exkursion durch die Siegener Schichten der Süd-Ardennen hat gezeigt, daß die Dreigliederung der Siegener Schichten hier in gleicher Weise durchgeführt ist, wie sie in der Eifel und dem Siegerland angewandt ist.

Die Gesteine der einzelnen Horizonte sind denen des deutschen Verbreitungsgebietes sehr ähnlich. Kleine Unterschiede sind vorhanden, so sind die Grauwacken in den Unteren und Oberen Siegener Schichten in den Ardennen im allgemeinen quarzitischer wie im Rheinischen Schiefergebirge.

Die Unteren Siegener Schichten in der Fazies von Anlier stehen in ihrer Ausbildung zwischen der Tonschiefer Fazies und der Brohltalfazies. Sie enthalten Tonschiefer bzw. Dachschiefer wie die Tonschiefer Fazies, aber sind reicher an Grauwacken. Anderseits sind die Quarzite und Grauwacken feinkörniger wie in der Brohltalfazies.

In der Gegend von Couvin in der Fazies von Anor sind die Grauwacken und quarzitischen Einlagerungen weiß und ähnlich den Taunusquarzit-

19) E. Asselberghs, Description des Faunes marines du Gédinnien de l'Ardenne. Mém. Nr. 41 du Musée royal d'Hist. nat. de Belgique, 1930.

Echelle stratigraphique du Siegenien de l'Ardenne

	Facies septentrionaux	Facies méridionaux	
Siegenien	Bords Nord et Nord-Est du Bassin de Dinant	Bords Sud et Sud-Est du Bassin de Dinant Bassins de Laroche-Houffalize Anticlinal de Bastogne	Synclinal de l'Eifel Anticlinal de Givonne
supérieur	Schistes roses et grès roses d'Acoz	Phyllades à grands feuillets ou schistes phylladeux bleu-foncé et grès ou grès-quartzites bien lités (plattige Grauwacke) (facies Herdorferschichten)	Phyllades de Neufchateau (facies Hunsruckschiefer)
moyen	Partie supérieure fossilifère des schistes et grès gris du Bois d'Ausse	Quartzophyllades et roches schisto-calcaires très fossilifères de Longlier, Martelange, Bouillon, St. Michel etc. Bancs calcareux à crinoïdes (facies Seifenerschichten et Rauhflaserschichten) localement: grès blanc fossilifère de Clerheid à facies anoreux (facies Taunusquarzit)	
inférieur	Partie inférieure des grès et schistes gris du Bois d'Ausse	Phyllades bleu-foncé, quartzites et quartzophyllades d'Anlier (facies Tonschieferschichten ou Brohltal) Localement: grès blanc fossilifère d'Anor (région de Couvin et Ardenne française) (facies Taunusquarzit)	

bänken. An der oberen Grenze findet man eine 30 m mächtige Masse weißer Quarzite mit Krinoidenbänken und einer reichen Fauna, die dieselbe ist wie in den Mittleren Siegener Schichten. Paläontologisch ist diese in die mittlere Stufe zu rechnen. Die Grenze der Unteren Siegener Schichten liegt hier also in dem Grès d'Anor.

Die grünlichen Schiefer und Grauwacken von St. Hubert kann man nicht als Untere Siegener Schichten ansprechen, wie Maillieux es tut, sie sind die oberste Stufe des Gedinnien.

Die Mittleren Siegener Schichten mit ihren rauhflaserigen Gesteinen und zahlreichen Versteinerungsbänken sind den deutschen Vorkommen gleich. Die Quarzite von Clerheid in diesem Horizont scheinen nach Henke den Krinoidenquarziten von Eisern-Pfannenberg im Siegerland zu entsprechen, die er für die letzten Reste der Taunusquarzitfazies hält.

Die Oberen Siegener Schichten treten in den Ardennen in den beiden Fazies, Fazies von St. Vith und Fazies von Neufchâteau, auf. Erstere entspricht vollständig der Fazies von Herdorf, letztere der des Hunsrückschiefers am Südrand des Siegener Hauptsattels. Die Schiefer der Fazies von Neufchâteau mit den Dachschieferlagern liegen wie am Rhein zwischen den Mittleren Siegener Schichten und dem Unterkoblenz. Dort, wo die Fazies von St. Vith auftritt und die Schiefer von Neufchâteau fehlen, ist eine Schichtenlücke nicht zu konstruieren.

Ergebnis der Exkursion durch die Ardennen

Die vorgeschlagene Gliederung der Siegener Schichten in der nördlichen Fazies in Belgien ist auch auf das deutsche Gebiet zu übertragen.

Die Dreigliederung der Siegener Schichten ist auch auf dem Ostflügel des Hohen Venn vorhanden. Eine Transgression der Siegener Schichten auf Gedinnien bei Monschau ist nicht feststellbar, die Unteren Siegener Schichten fehlen dort nicht.

Die Faunenführung und Vergesellschaftung ist in den Ardennen wie im Rheinischen Schiefergebirge im wesentlichen dieselbe. *Rensselaeria crassicosta* ist die Hauptform der Unteren Siegener Schichten in beiden Gebieten. In Belgien geht sie im nördlichen Teil auch in die Mittleren Siegener Schichten. In den typischen Rauhflaserschichten fehlt sie hier wie im Rheinischen Schiefergebirge, eine Ausnahme macht hierin nur der Fundpunkt von Seifen im Westerwald. Dagegen ist *Rensselaeria crassicosta* im deutschen Gebiet häufiger in den Oberen Siegener Schichten, Fazies von Herdorf; in den Ardennen kennt man sie darin nicht. Auch *Tropidoleptus* ist hier seltener wie dort. Überhaupt sind die Versteinerungen hier nicht so zahlreich wie in der Eifel und dem Siegerland.

Pflanzenreste sind in allen Fazies der Ardennen sehr spärlich, die mächtigen Bänke mit *Taeniograda decheniana* der Unteren und Oberen Siegener Schichten der Eifel und des Siegerlandes wurden in den Ardennen nicht gefunden.

Am Ostflügel der Mulde von Dinant kommen Einlagerungen von weißen quarzitischen Grauwacken in der Unterkoblenzstufe (Grès de Mormont) vor, sie entsprechen den Gilsbacher Quarziten des Siegerlandes, die von Henke und Schriel auch zu den Unterkoblenzschichten gerechnet werden.

Zusammenfassung

Die gemeinsamen Exkursionen haben gezeigt, daß die Dreigliederung der Siegener Schichten mit Ausnahme des nördlichen Verbreitungsgebiet ohne jede Schwierigkeit durch das Rheinische Schiefergebirge durchgeführt werden kann, und daß die Benennung der 3 Horizonte mit

Obere Siegener Schichten

Mittlere Siegener Schichten

Untere Siegener Schichten

zweckmäßig ist. Die unzählig vielen Spezialnamen werden dadurch überflüssig, nur einige davon bleiben zur Bezeichnung von Faziesbegriffen bestehen.

Aus den Ergebnissen kann die Lehre gezogen werden, daß es sehr förderlich ist, wenn nach einer gewissen Zeit der geologischen Spezialkartierung größere Gebiete gemeinsam bereist werden, um Meinungsverschiedenheiten zu beseitigen, Erfahrungen auszutauschen und Ergebnisse für weitere Gebiete nutzbar zu machen.

Urschrift eingegangen am 4. November 1935
Druckauftrag erteilt am 31. Januar 1936

Die nacheiszeitliche Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide

Von Willi Selle, Veltheim (Braunschweig)

Hierzu Tafel 26 und 20 Textabbildungen

Inhaltsverzeichnis

Seite

I. Vorbemerkung 371
II. Einleitung 372
1. Die Oberflächengestaltung u. der geologische Aufbau des Gebietes 372
2. Die klimatischen Verhältnisse 374
III. Die untersuchten Moore 374
1. Das Große Moor bei Gifhorn 374
2. Das Hestenmoor 382
3. Das Ochsenmoor 384
4. Das Schweimker Moor 386
5. Das Vogelmoor 388
6. Das Hochmoor der Zuschneide 391
7. Das Quellmoor 393
IV. Die Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide 394
V. Die Waldentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide 397
1. Die Weide 397
2. Die Birke 397
3. Die Kiefer 398
4. Die Erle 401
5. Die Hasel 401
6. Der Eichenmischwald 402
7. Die Fichte 404
8. Die Buche 406
9. Die Hainbuche 407
10. Die waldgeschichtlichen Zeiten 408
11. Versuch der Rekonstruktion der Urlandschaft 410
VI. Zusammenfassung 413
VII. Schrifttum 416

I. Vorbemerkung

Die Anregung zum pollenanalytischen Arbeiten erhielt ich von Herrn Bergrat Hausbrand, Berlin, und ich möchte ihm darum meinen besonderen Dank aussprechen. Ich begann mit der Untersuchung des Drömlings, der in dieser Arbeit nur kurz erwähnt ist, da die Ergebnisse in einer anderen Arbeit mitverarbeitet werden sollen. Als ich nach und nach mit der Arbeitsmethode

vertrauter wurde und die einschlägige Literatur durchgearbeitet hatte, dehnte ich die Untersuchungen auf die Gegend zwischen Gifhorn und Wittingen aus. Gerade dieses Gebiet ist wegen seiner südöstlichen Lage im nordwestdeutschen Flachlande besonders interessant. Die „eigentlichen" oder „Seeklima-Hochmoore" erreichen hier ihre Grenze, und eine Reihe atlantischer und kontinentaler Pflanzen kommen gemeinsam vor. Diese klimatischen Auswirkungen mußten auch im Pollenbilde ihren Niederschlag finden und wertvolle Aufschlüsse über die waldgeschichtliche Entwicklung bringen.

Herrn Dr. von Bülow, Berlin, Herrn Bergrat Dr. Hausbrand und Herrn Dr. Tüxen, Hannover, danke ich für die Durchsicht der Arbeit und für ihre liebenswürdige Unterstützung. Außerdem erhielt ich wertvolle mündliche und schriftliche Auskünfte, für die ich verbindlichst danke, von Herrn Prof. Dr. Woldstedt, Berlin, Herrn Förster Isermann, Emmen, Herrn Lehrer Böhme, Schweimke, Herrn Lehrer Zeitz, Westerbeck, Herrn von Weyhe, Tülau-Fahrenhorst, Herrn Steinmetz, Neudorf-Platendorf, vom Preußischen Meteorologischen Institut, Berlin, von der Preußischen Moorversuchsstation, Bremen und der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin. Frl. Hoffmann, Bibliothekarin an der Herzog August-Bibliothek in Wolfenbüttel, danke ich für die oft unter schwierigen Verhältnissen besorgten Bücher. Vielen Dank schulde ich auch meiner Frau, die mir bei der Feldarbeit half und mir viel Arbeit durch Korrektur und Reinschrift abnahm.

II. Einleitung

1. Die Oberflächengestaltung und der Geologische Aufbau des Gebietes

(Vgl. die Übersichtskarte, Abb. 1)

Die untersuchten Moore gehören dem Gebiete zwischen Gifhorn und Wittingen an, das den südöstlichsten Rand der Lüneburger Heide bildet. Gifhorn liegt 27 km nördlich von Braunschweig und Wittingen 30 km nördlich von Gifhorn. In den Flußtälern dieses Gebietes liegen unsere Moore. Mit Ausnahme der Aue, die in ihrem Unterlauf von Westen nach Osten fließt, haben die Flußtäler eine nordsüdliche Richtung. Die Schwarzwasser, Ise und kleine Aller fließen in die Aller, die Ohre und Aue dagegen in die Elbe. Zwischen der Ise und Aue einerseits, und der Kleinen Aller und Ohre andererseits liegt die Wasserscheide der Stromgebiete von Weser und Elbe.

Angelegt wurden die Täler größtenteils zwar schon beim Rückzug der älteren Saalevereisung, ihre heutige Form erhielten sie aber in der Abschmelzperiode des Warthestadiums, als die Schmelzwässer in den vorgezeichneten Rinnen sich von neuem ihren Weg zum Aller-Urstromtal schufen. Hierbei fand nicht nur eine Ablagerung der mitgeführten, sondern auch im weiten Umfange eine Umlagerung der bereits vorhandenen Sande zu den sogenannten Talsanden statt, die den größten Teil der toten Talflächen heute einnehmen und daher meist den Untergrund der Moore bilden.

An vielen Stellen in diesen Tälern waren die Bedingungen zur Bildung von Mooren gegeben. Im Talgebiet der Ise finden sich an Hochmooren das 5800 ha umfassende Große Moor, das Hesten- und das Ochsenmoor, im Kleinen Allertal bei Tülau-Fahrenhorst die Zuschneide und in einem Nebental der Kleinen Aller das Vogelmoor. In der nördlichen Fortsetzung des Ise-

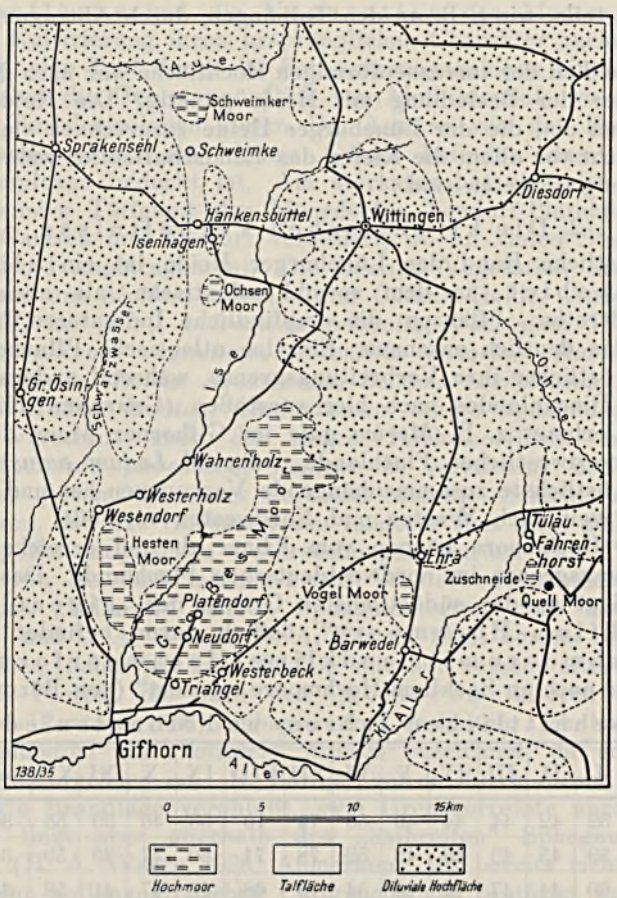


Abb. 1. Übersichtskarte (geologische Verhältnisse aus STOLLER 1918)

tales liegt endlich noch das Schweimker Moor, das nach der Ise, wie auch gleichzeitig nach der Aue entwässert. Die übrigen Moore sind Flachmoore. Sie bilden im Kleinen Allertal größere Flächen, treten indessen im Isetale stark zurück.

Die Hochflächen, in die die Täler eingeschnitten sind, setzen sich vornehmlich aus geschichteten Sanden und Kiesen zusammen. Sie sind während des Warthestadiums, als die Eisrandlage über Schweimke in nordwestlicher Richtung verlief, heute noch stellenweise als deutliche Endmoränen hervortretend, kegelförmig aufgeschüttet. Diese Sander verlieren sich nach Süden in die älteren diluvialen Bildungen, wenn sie auch vereinzelt zungenförmig bis an das Allerurstromtal reichen. Auch die späteren Phasen der Saaleeiszeit, wie auch die letzte Eiszeit, sind nicht ohne Einfluß auf unser Gebiet geblieben (z. B. Bildung der Flottsande in der Nähe von Wittingen), sie haben aber keine tiefer gehenden Wirkungen auf die Oberflächenformen ausüben können.

Zu erwähnen sind schließlich noch die als Geschiebemergel zutage tretenden Grundmoränen, die von Sandüberschüttungen frei geblieben sind

(z. B. Toteis), teils, wie z. B. an den Talhängen, durch Abtragungen freigelegt worden sind.

Der größte Teil der terrassenförmigen Hochfläche war nach der Zerstörung der Laubwälder der Besiedlung mit Heide günstig. Die Heide nimmt hier größere Flächen ein, die der Lüneburger Heide zuzurechnen sind. Neben der Heide beherrscht vor allem die Kiefer das Landschaftsbild, während die Laubwälder nur wenig vertreten sind.

2. Die klimatischen Verhältnisse

Der südöstliche Rand der Lüneburger Heide ist ein klimatisches Übergangsgebiet, in dem sowohl atlantische, als auch kontinentale Klimazüge auftreten. Pflanzen, die empfindliche Indikatoren für das Klima sind, lassen das deutlich erkennen. Einzelne atlantische Pflanzen haben hier, andere etwas östlicher ihre Verbreitungsgrenze, während andernteils Pflanzen des östlichen Binnenlandes nach hier vorstoßen (Graebner 1925). Von den Moorpflanzen erlangt z. B. *Myrica gale* im Gifhorner Moor den östlichsten Standort im nordwestlichen Flachlande, während *Ledum palustre* bereits im Drömling das östlichste zusammenhängende Vorkommen hat und nur in einzelnen Exklaven weit nach Westen und Nordwesten vorstößt.

Auch die Hochmoore hängen vom Klima ab und erreichen darum hier ihre Verbreitungsgrenze im nordwestdeutschen Flachlande. Das Große Moor bei Gifhorn liegt an der südöstlichsten Grenze der „eigentlichen" oder reinen „Seeklima-Hochmoore", östlich davon befindet sich das Gebiet der „Hochmoore mit Landklima-Hochmoorformen und einer Vegetation, die noch an Seeklima-Hochmoore erinnert" (von Bülow 1928).

Die durchschnittlichen Jahres- und Monatsniederschläge:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Sommer	Winter	Jahr
Gifhorn . . .	52	42	44	44	49	53	**74**	**70**	53	46	39	55	345	276	621
Wahrenholz .	59	45	49	43	48	52	**78**	**71**	50	47	39	59	346	249	640
Wittingen . .	60	44	47	42	46	54	**79**	**68**	48	47	41	58	342	292	634
Sprakensehl .	59	46	50	44	47	51	**75**	**72**	45	51	43	59	346	301	647

Die obige Tabelle gibt die durchschnittlichen Jahres- und Monatsniederschläge der Wetterbeobachtungsstationen wieder, die sich in unserem Gebiete befinden. Daraus ergibt sich, daß die jährlichen Niederschlagsmengen sich etwa in der Mitte zwischen der Küste (Aurich 814 m) und dem kontinentalen Ostdeutschland (Soldin 450 m) halten. Juli und August besitzen die größten Regenmengen, wodurch es den Sphagnaceen ermöglicht wird, hier noch gedeihen zu können. Die vorherrschenden Winde kommen aus dem Westen (Südwesten und Nordwesten) und geben dem Gebiet einen nach Südosten abnehmenden atlantischen Charakter.

III. Die untersuchten Moore

1. Das Große Moor bei Gifhorn

(Meßtischblatt: Gamsen Nr. 1820, Ehra Nr. 1821, Wahrenholz Nr. 1748, Knesebeck Nr. 1749)

Das Große Moor füllt eine wannenförmige Mulde im Süden des Isetales in einer Länge von 15 km und einer Breite von 2—6 km, so daß seine Gesamtfläche ungefähr 5800 ha beträgt (Graf 1914).

Die Oberfläche und die Vegetation des Moores haben durch Abtorfen und Kultivierung ihren ursprünglichen Charakter verloren. Auch an Mächtigkeit hat der Torf durch die Entwässerungsanlagen eingebüßt. Am unberührtesten sind die Gebiete nördlich von Mathildenhof, wo sich nach den Angaben des Bezirksgeologen Herrn Dr. Ahrens von der Preußischen Geologischen Landesanstalt ein kleines Gebiet befindet, das noch mit Regenerationskomplexen bedeckt ist. Am stärksten hat sich der südliche Teil durch die intensive Tätigkeit der Moordörfer Neudorf-Platendorf, Triangel, Westerbeck, Gamsen und Kästorf verändert, wo an vielen Stellen der Torf bis auf den Sand abgetragen ist. Die heutige Vegetation des Moores besteht vorwiegend aus *Molinia coerulea* und *Calluna*-Heide. Außerdem werden *angetroffen: Myrica gale, Andromeda polifolia, Vaccinium Vites idaea, V. Oxycoccus, Eriophorum vaginatum, Potentilla anserina, Rumex Acetosella, Drosera rotundifolia, Juncus squarrosus, Scirpus caespitosus, Poa trivialis, Agrostis alba, Holcus lanatus, Cladoniaceen,* einige *Sphagnaceen*-Arten und *Hypnaceen.* Verstreut über die ganze Hochmoorfläche befinden sich Birken (meist *Betula pubescens,* weniger *B. verrucosa*) und verkrüppelte Kiefern. Diese Arten, die stark zersetzte oberste Schicht und die Torfanalyse beweisen, daß das Hochmoor seit längerer Zeit nicht mehr wächst.

Für die pollenanalytischen Untersuchungen wurden vier Profile in den Gemarkungen von Neudorf-Platendorf und Westerbeck entnommen. Um das Vorkommen des „helleren" älteren Sphagnumtorfes, über den H. Potonié (Potonié 1908) und C. A. Weber (H. A. Weber 1926) bereits berichtet haben, klären zu können, nahm ich zwei Profile mit nur reinem älteren Sphagnumtorf und zwei Profile, die auch den „helleren" älteren oder „halbreifen" (nach Potonié 1908) Sphagnumtorf enthalten. Ich habe den „halbreifen" Sphagnumtorf als „helleren" älteren bezeichnet, da er dem älteren Sphagnumtorf zuzurechnen ist. H. Potonié wurde durch diesen Torf und die gut ausgeprägte Brandlage veranlaßt, zwei Grenzhorizonte anzunehmen. Der Grenzhorizont liegt aber oberhalb des „halbreifen" Sphagnumtorfes, wie C. A. Weber (H. A. Weber 1926, Anmerkung 10) bereits richtiggestellt hat und durch meine pollenanalytischen Untersuchungen bestätigt wurde. Wie ist nun aber dieser „hellere" ältere Sphagnumtorf zu erklären? Er ist dem älteren Sphagnumtorf ähnlich. Nur im frischen Anstich erscheint er heller als der übliche ältere. „Der „halbreife" Sphagnumtorf, den Potonié unter der einen Brandlage des älteren Sphagnumtorfes im Gifhorner Moor gefunden zu haben behauptet, läßt in Wahrheit beim Reiben und Zusammenpressen in der geballten Hand vielmehr dasselbe Verhalten wie der „ganz" reife erkennen, indem er nämlich zwischen den geschlossenen Fingern hervorquillt, das bekannte Erkennungsmal stichreifen, frischen Hochmoortorfes. Unter dem Mikroskop zeigten sich die Zellwände der Sphagnumblätter dieser Lage fast ganz in Ulmin verwandelt. Aber die Ulminzellen hatten meist ihren Zusammenhang behalten, was vermutlich damit zusammenhängt, daß sie durch die verdichtete Brandlage gegen von oben eindringendes und verschwemmendes Wasser mehr geschützt waren. Technisch unterschied sich der aus dieser Lage bereitete Brenntorf nicht von dem aus anderen Lagen älteren Sphagnumtorfes hergestellten." (H. A. Weber 1926, Anmerkung 10). Ein kleiner Unterschied ist aber auch technisch vorhanden, denn während der gute Brenntorf 4300 Wärmeeinheiten hat, besitzt der „halbreife" Sphagnumtorf 3700. Also besteht sowohl technisch als auch mikroskopisch ein kleiner Unterschied

zwischen beiden Torfarten. Reicht nun C. A. Weber's Deutung aus, um diesen Unterschied zu erklären? Ich glaube kaum, daß sie aufrecht erhalten bleiben kann, wenn man den Aufbau des Moores genau betrachtet. Da ein größerer Teil des Moores betroffen wird, muß eine Gesetzmäßigkeit im Aufbau des Moores vorliegen.

Das Gifhorner Moor umfaßt alle Stufen der Moorbildung von der Verlandung eines Gewässers bis hinauf zum abgestorbenen Hochmoor. Es sind also sowohl topogene, als auch ombrogene Moorbildungen vorhanden. Die Mudden, die die Moorbildung einleiten, sind nicht sehr reich an Pflanzenresten. Eine eingehende paläobotanische Untersuchung, um die Pflanzenreste, Samen usw. festzustellen, ist nicht vorgenommen worden. Mein Urteil stützt sich auf die an Ort und Stelle gemachten Beobachtungen und die mikroskopischen Untersuchungen zur Feststellung der Baumpollen, bei denen die wichtigsten übrigen Pflanzenreste und -pollen mitnotiert wurden.

Auf die Mudden folgen die eutrophen Pflanzen des Flachmoores. In den Proben fanden sich *Cyperaceen-* und *Gramineen*pollen mehr oder weniger zahlreich, daneben Reste von *Carex* sp. und *Phragmites*. Die *Sphagnaceen*sporen fehlen fast in keinem Präparate, sind jedoch bis zum älteren Sphagnumtorf wenig vorhanden.

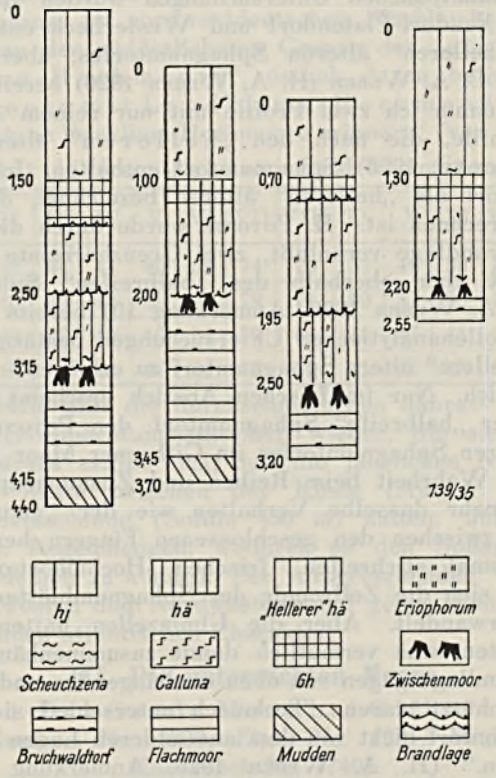


Abb. 2. Vier Profile aus dem Großen Moor bei Gifhorn. Von links nach rechts: Profil 1, Profil 2, Profil 3, Profil 4. hj = jüngerer Sphagnumtorf. hä = älterer Sphagnumtorf. Gh = Grenzhorizont

Der Torf des Bruchwaldes ist reich an makroskopischen Holzresten. Neben der am stärksten vertretenen Erle finden sich die Birke und seltener die Eiche.

Im Zwischenmoore liegen oft Kiefernstubben (Fig. 1, 2, 3), ihre Verbreitung ist aber je nach der Örtlichkeit verschieden. Der Torf und die Kiefernstubben lassen an vielen Stellen Brandspuren erkennen.

Herr Lehrer Zeitz aus Westerbeck teilte mir folgendes mit: „Zu dem dritten Bilde (Fig. 3) habe ich nach Anhörung von Fachleuten mitzuteilen,

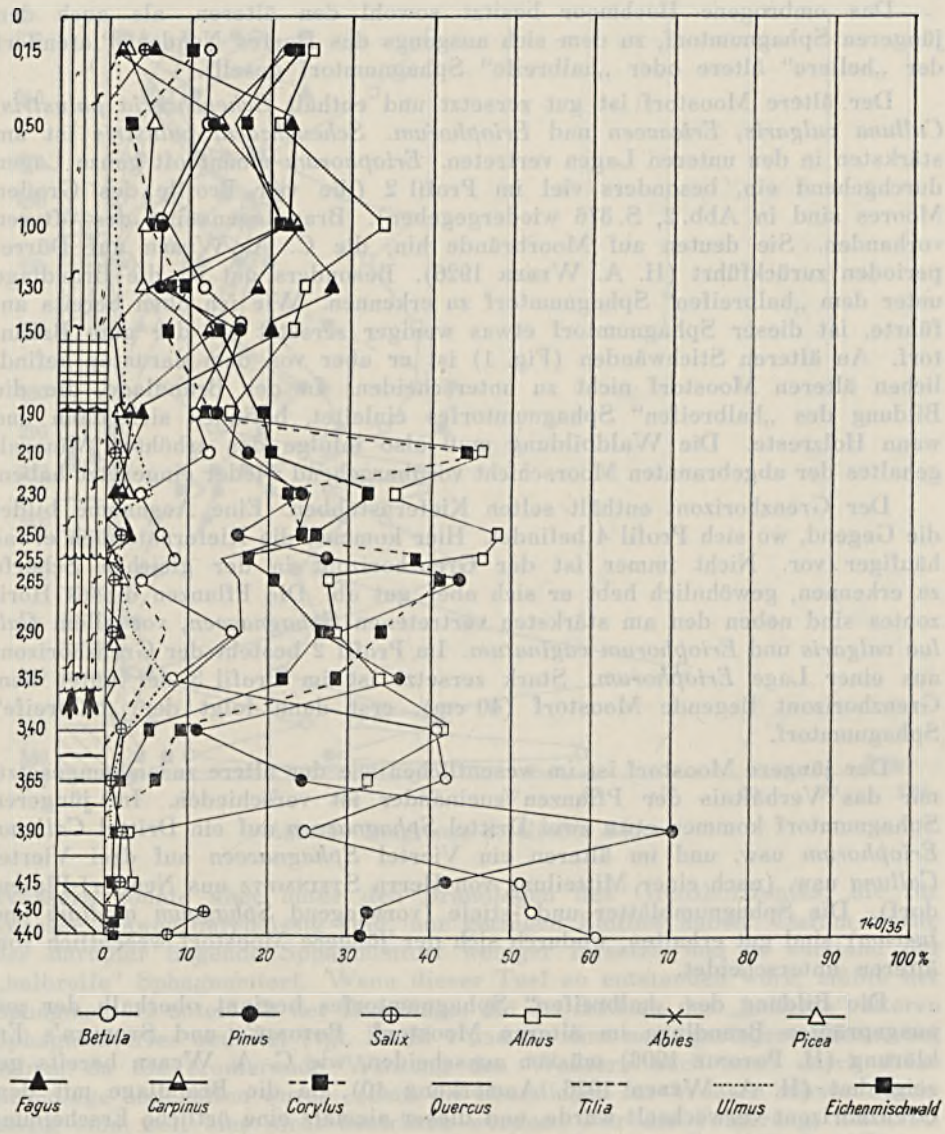


Abb. 3. Diagramm 1, Großes Moor

daß vermutlich älterer Moostorf und eine dünnere Decke Fuchstorf die Stubben deckte. Durch die großen Schafherden wurden die Moorflächen am Rande immer und immer wieder zertreten. Es entstand eine größere Oberfläche, die mehr Wasser als normal verdunstete, dazu fror im Winter dieser Moorstreifen besonders stark hoch. Da noch keine Bepflanzungen vorhanden waren, hatte der Wind eine gute Angriffsfläche und trieb den so aufgelockerten und ausgetrockneten Moorboden gegen die Moränenausläufer. Derartige Verwehungen sind auch heute noch in Höhe bis zu einem Meter zu beobachten." Ähnliche Vorgänge schildert Pfaffenberg vom Renzelner Moor (Pfaffenberg 1933).

Das ombrogene Hochmoor besitzt sowohl den älteren, als auch den jüngeren Sphagnumtorf, zu dem sich ausgangs des Dorfes Neudorf-Platendorf der „hellere" ältere oder „halbreife" Sphagnumtorf gesellt.

Der ältere Moostorf ist gut zersetzt und enthält *Scheuchzeria palustris, Calluna vulgaris, Ericaceen* und *Eriophorum. Scheuchzeria palustris* ist am stärksten in den unteren Lagen vertreten. *Eriophorum* nimmt oft ganze Lagen durchgehend ein, besonders viel im Profil 2 (die vier Profile des Großen Moores sind in Abb. 2, S. 376 wiedergegeben). Brandlagen sind des öfteren vorhanden. Sie deuten auf Moorbrände hin, die C. A. Weber auf Dürreperioden zurückführt (H. A. Weber 1926). Besonders gut ist die Brandlage unter dem „halbreifen" Sphagnumtorf zu erkennen. Wie ich oben bereits anführte, ist dieser Sphagnumtorf etwas weniger zersetzt als der gute Brenntorf. An älteren Stichwänden (Fig. 1) ist er aber von dem darunter befindlichen älteren Moostorf nicht zu unterscheiden. In der Brandlage, die die Bildung des „halbreifen" Sphagnumtorfes einleitet, befinden sich dann und wann Holzreste. Die Waldbildung muß also infolge des erhöhten Mineralgehaltes der abgebrannten Moorschicht vorübergehend wieder eingesetzt haben.

Der Grenzhorizont enthält selten Kiefernstubben. Eine Ausnahme bildet die Gegend, wo sich Profil 4 befindet. Hier kommen die Kiefernstubben etwas häufiger vor. Nicht immer ist der Grenzhorizont in der gleichen Schärfe zu erkennen, gewöhnlich hebt er sich aber gut ab. Die Pflanzen dieses Horizontes sind neben den am stärksten vertretenen *Sphagnaceen,* vor allem *Callua vulgaris* und *Eriophorum vaginatum.* Im Profil 2 besteht der Grenzhorizont aus einer Lage *Eriophorum.* Stark zersetzt ist im Profil 3 der unter dem Grenzhorizont liegende Moostorf (40 cm), erst dann folgt der „halbreife" Sphagnumtorf.

Der jüngere Moostorf ist im wesentlichen wie der ältere zusammengesetzt, nur das Verhältnis der Pflanzen zueinander ist verschieden. Im jüngeren Sphagnumtorf kommen etwa zwei Drittel *Sphagnaceen* auf ein Drittel *Calluna, Eriophorum* usw. und im älteren ein Viertel *Sphagnaceen* auf drei Viertel *Calluna* usw. (nach einer Mitteilung von Herrn Steinmetz aus Neudorf-Platendorf). Die Sphagnumblätter und -stiele (vorwiegend *Sphagnum medium* und *fuscum*) sind gut erhalten, wodurch sich der jüngere Moostorf wesentlich vom älteren unterscheidet.

Die Bildung des „halbreifen" Sphagnumtorfes beginnt oberhalb der gut ausgeprägten Brandlage im älteren Moostorf. Potonié's und Stoller's Erklärung (H. Potonié 1908) müssen ausscheiden, wie C. A. Weber bereits gezeigt hat (H. A. Weber 1926, Anmerkung 10), da die Brandlage mit dem Grenzhorizont verwechselt wurde, und dieser niemals eine örtliche Erscheinung ist. Die örtliche Senkung des Grundwasserspiegels kann bei einem aus-

gesprochenen ombrogenen Hochmoor, wie es das Gifhorner Moor auch damals schon gewesen ist, bei gleichbleibenden klimatischen Verhältnissen keinen Einfluß haben, und die Überflutung des Moores hätte eine erneute Flachmoorbildung hervorrufen müssen. C. A. Weber's Erklärung ist aber ebenfalls nicht brauchbar. Der ältere Sphagnumtorf ist nach seiner Auffassung sekundär entstanden (C. A. Weber 1910, 1926). Die Trockenzeit, die die Bildung des Grenzhorizontes veranlaßte, zersetzte den älteren Sphagnumtorf, der bei seiner Bildung dem jüngeren ähnelte. Die erodierende Wirkung des

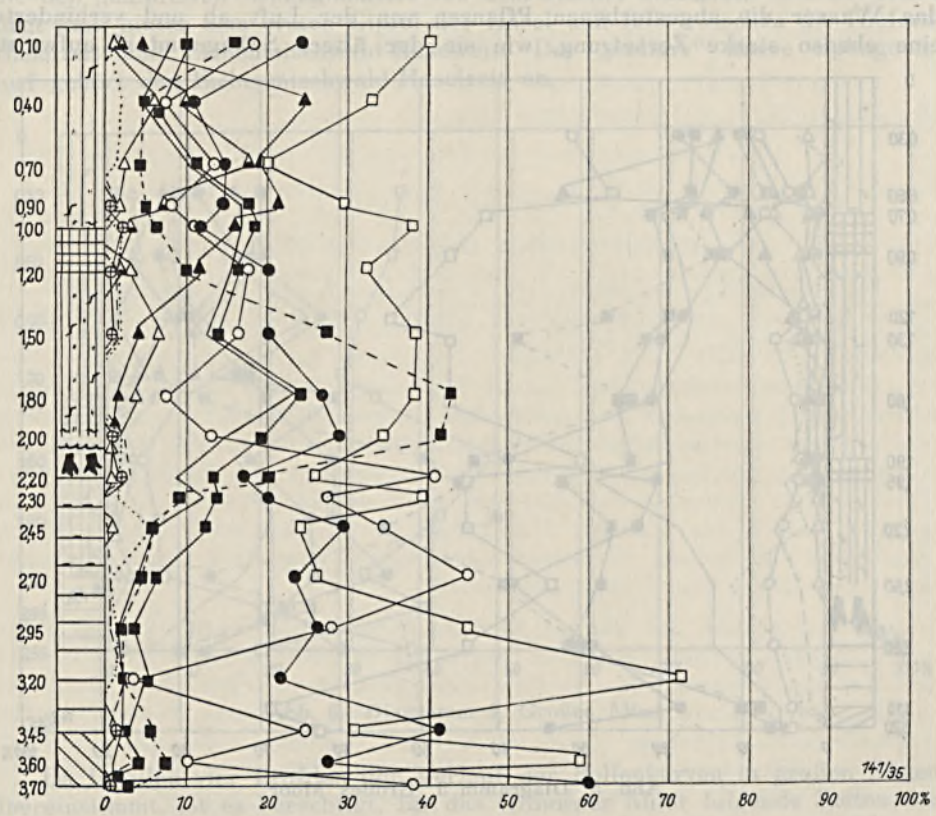


Abb. 4. Diagramm 2, Großes Moor

Wassers konnte aber unter den Brandlagen des Grenzhorizontes, die für Wasser schwer durchlässig sind, nur geringen Einfluß haben. Darum wurde der darunter liegende Sphagnumtorf weniger zersetzt, und es entstand der „halbreife" Sphagnumtorf. Wenn dieser Torf so entstanden wäre, müßte der Sphagnumtorf unterhalb der Brandlage, die die Bildung des „helleren" älteren Sphagnumtorfes einleitet (vgl. Profil 1 und 3), eine noch geringere Zersetzung haben, da die erodierende Wirkung des Wassers auch noch durch diese Brandlage abgehalten wurde. (Daß die Brandlagen für Wasser schwer durchlässig sind, soll hier nicht bestritten werden. Nur die Folgerung, die C. A. Weber hieraus für die Bildung des „halbreifen" Sphagnumtorfes zieht, lehne

ich ab.) Aber das Umgekehrte ist der Fall. Es läßt sich, wenn man den älteren Sphagnumtorf sekundär gebildet denkt, kaum eine brauchbare Erklärung für die Entstehung des „halbreifen" Sphagnumtorfes finden. Der obere Sphagnumtorf müßte bei dieser Deutung am meisten zersetzt sein. Die Bildung des „helleren" älteren Sphagnumtorfes läßt sich aber erklären, wenn man den älteren Sphagnumtorf primär entstanden annimmt. Wie aus den Profilen 1 und 3 hervorgeht, setzt die Bildung des „halbreifen" Sphagnumtorfes über der Brandlage ein. Diese ließ das Wasser schlecht durch und schuf für die *Sphagnaceen* bessere Wachstumsmöglichkeiten. Weiter schloß das Wasser die abgestorbenen Pflanzen von der Luft ab und verhinderte eine ebenso starke Zersetzung, wie sie der ältere Sphagnumtorf aufweist.

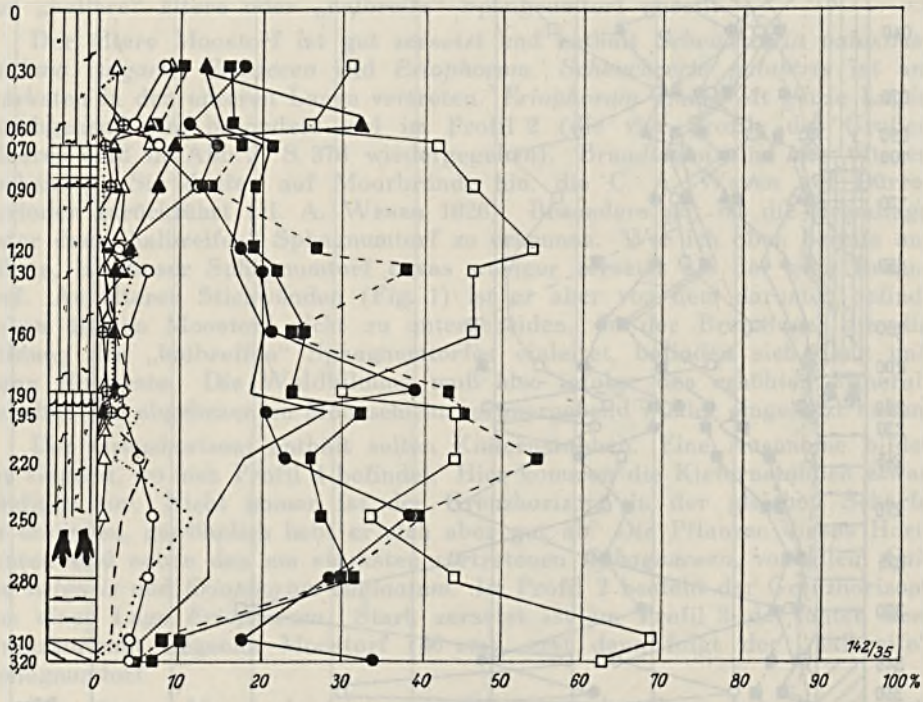


Abb. 5, Diagramm 3, Großes Moor

Auch der Wechsel vom borealen zum atlantischen Klima war nicht ohne Einfluß. Beachtlich ist ferner die Tatsache, daß sich der „halbreife" Sphagnumtorf nicht in dem flacheren Teile des Moores befindet, sondern erst ausgangs des Dorfes Neudorf-Platendorf einsetzt, also im mittleren, höheren Teile des Moores. Wie weit sich der „halbreife" Sphagnumtorf nach Norden erstreckt, ließ sich nicht feststellen. Es ist eine bekannte Tatsache, daß das Hochmoor in den mittleren Teilen (Uhrglasform der Hochmooroberflächen) schneller wächst als an den Rändern. Auch dies mag zu der geringeren Zersetzung beigetragen haben. Ob aber beide Faktoren — die Brandlage und die Mitte des Moores — überall zusammenfallen, konnte wegen des Mangels an geeigneten Aufschlüssen nicht festgestellt werden.

Durch die Pollenanalyse sind die Bildungszeiten des Grenzhorizontes, der Brandlage und des „halbreifen" Sphagnumtorfes näher bestimmt. Der Grenzhorizont fällt in die beginnende Ausbreitung der Buche und in den Rückgang der Hasel. Allerdings sind die Zunahme der Buche und die Abnahme der Hasel verschieden groß, so daß geringe zeitliche Schwankungen sehr wahrscheinlich sind. Die Tendenz bleibt aber immer dieselbe, wodurch eine annähernd gleiche Zeit der Grenzhorizontbildung gewährleistet ist. Damit ist der Grenzhorizont in allen vier Profilen zeitlich bestimmt. Die Brandlage, die den „halbreifen" Sphagnumtorf von dem stärker zersetzten älteren trennt, liegt kurz hinter dem ersten Gipfel der Hasel und fällt zwischen die Kiefern-Haselzeit und Eichenmischwald-Haselzeit. Der „hellere" ältere Sphagnumtorf gehört der Eichenmischwald-Haselzeit an.

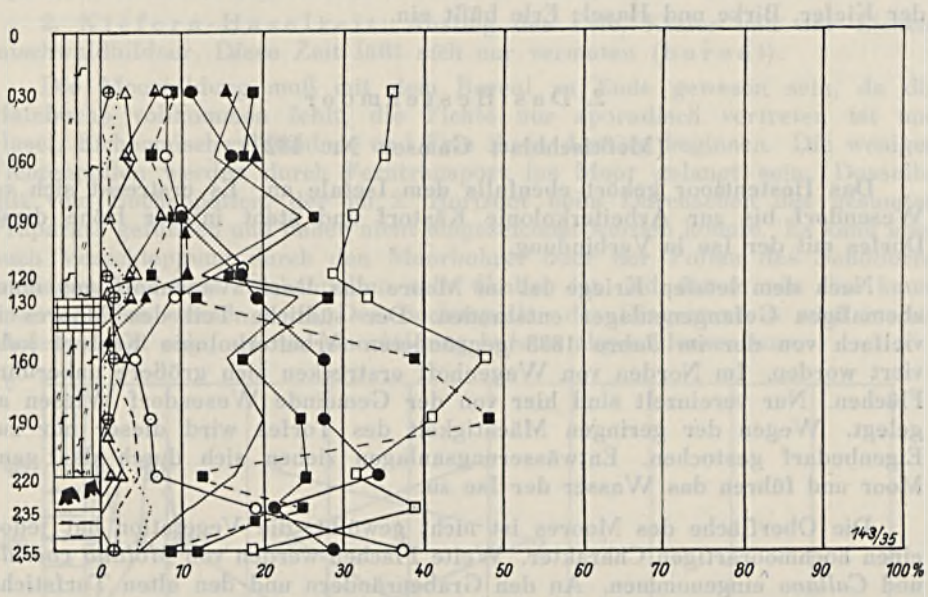


Abb. 6. Diagramm 4, Großes Moor

Da in allen vier Profilen der Verlauf der Pollenkurven in großen Zügen übereinstimmt, ist es berechtigt, für das Gifhorner Moor folgende Zeiten der Waldentwicklung aufzustellen (die Zähltabellen von den untersuchten Mooren befinden sich im Archiv der Preuß. Geologischen Landesanstalt und können auf Verlangen eingesehen werden):

1. Die erste Birkenzeit: Stärkstes Auftreten der Weide und Birke; Anstieg der Pinuskurve; sporadisch erscheinen Eiche, Ulme, Hasel und Erle (praeboreal).

2. Die Kiefernzeit: Höchster Stand der Kiefer; Weide und Birke lassen nach (praeboreal).

3. Die zweite Birkenzeit: Erneuter Vorstoß der Birke; starker Anstieg der Erle; beginnende Ausbreitung der wärmeliebenden Bäume (Übergang vom Praeboreal zum Boreal).

4. Hasel-Eichenmischwald-Kiefernzeit: 2. Kulmination der Kiefer und 1. der Hasel; etwas früher kulminieren Ulme und Linde; Anstieg der Eiche; sporadisches Auftreten der Buche; Abfall der Birkenkurve; ausgangs Einwanderung der Fichte (boreal).

5. Eichenmischwald-Haselzeit: 2. Kulmination der Hasel in den Diagrammen 1 und 3; hohe Prozente der Eichenmischwaldbildner; Einwanderung der Buche und Hainbuche; Zunahme der Fichte; ausgangs nehmen Hasel, Ulme und Linde ab (atlantisch).

6. Buchenzeit: Maximum der Buche und Hainbuche; erneuter Vorstoß der Fichte; Haselkurve liegt unter 10% (subboreal-subatlantisch).

7. Kulturzeit: Buche und Hainbuche nehmen ab; erneutes Vordringen der Kiefer, Birke und Hasel; Erle büßt ein.

2. Das Hestenmoor

(Meßtischblatt Gamsen Nr. 1820)

Das Hestenmoor gehört ebenfalls dem Isetale an. Es erstreckt sich von Wesendorf bis zur Arbeiterkolonie Kästorf und steht in der Höhe dieses Dorfes mit der Ise in Verbindung.

Nach dem letzten Kriege ist im Moore das Dorf Wagenhoff aus einem ehemaligen Gefangenenlager entstanden. Der südliche Teil des Moores ist vielfach von der im Jahre 1883 gegründeten Arbeiterkolonie Kästorf kultiviert worden. Im Norden von Wagenhoff erstrecken sich größere unberührte Flächen. Nur vereinzelt sind hier von der Gemeinde Wesendorf Wiesen angelegt. Wegen der geringen Mächtigkeit des Torfes wird dieser nur zum Eigenbedarf gestochen. Entwässerungsanlagen ziehen sich durch das ganze Moor und führen das Wasser der Ise zu.

Die Oberfläche des Moores ist nicht gewölbt, die Vegetation hat jedoch einen hochmoorartigen Charakter. Weite Flächen werden von *Molinia coerulea* und *Calluna* eingenommen. An den Grabenrändern und den alten Torfstichen findet sich in großer Anzahl *Myrica gale,* die in diesen Mengen in dem nahegelegenen Gifhorner Moore nicht mehr vorkommt. Die übrigen Moorpflanzen *(Erica tetralix, Eriophorum, Vaccinium Vitis idaea* etc.) treten demgegenüber zurück. Auf der Moorfläche befinden sich vereinzelt Birken (*Betula pubescens,* weniger *B. verrucosa*) und an den Gräben Erlen. Da die Torfstiche und Gräben bis auf den Sand gehen, konnten sich hier eutrophe Wasserpflanzen ansiedeln.

Die Proben sind dem nördlich von Wagenhoff gelegenen Teile des Moores entnommen, und folgender stratigraphischer Aufbau wurde festgestellt:

Profil 5

0,00—0,25 m = älterer Sphagnumtorf
0,25—0,50 m = Niederungsmoortorf
0,50—0,75 m = Niederungsmoortorf
0,75—0,90 m = Niederungsmoortorf
0,90—1,00 m = sandige Tonmudde

Profil 6

0,00—0,30 m = älterer Sphagnumtorf
0,30—0,60 m = Niederungsmoortorf

Die Proben des Niederungsmoores enthielten *Gramineen-* und *Cyperaceen*-pollen und vereinzelt Reste von *Carex sp.* Der ältere Sphagnumtorf wies geringe mikroskopische Reste von *Scheuchzeria* und einige *Ericaceen*pollen auf.

Die Pollenanalyse ließ folgende waldgeschichtlichen Zeiten erkennen:

1. Birkenzeit (vgl. die zweite Birkenzeit des Gifhorner Moores): Kulmination der Birke; hohe Prozente der Erle; beginnende Ausbreitung der wärmeliebenden Bäume; Sinken der Kiefernkurve (Übergang vom Praeboral zum Boreal).

2. Kiefern-Haselzeit: Anstieg der Erle, Kiefer und der Eichenmischwaldbildner. Diese Zeit läßt sich nur vermuten (boreal).

Die Moorbildung muß mit dem Boreal zu Ende gewesen sein, da die Hainbuche vollkommen fehlt, die Fichte nur sporadisch vertreten ist und Hasel, Eichenmischwaldbildner und Erle ihren Anstieg beginnen. Die wenigen Fichtenpollen werden durch Ferntransport ins Moor gelangt sein. Dasselbe gilt vom Buchenpollen, der im 2. Horizont beim Durchsehen des gesamten Präparats gefunden und daher nicht eingezeichnet werden konnte. Es kann aber auch Verschleppung durch den Moorbohrer oder der Pollen des Sanddorns vorliegen, der dem Buchenpollen sehr ähnlich ist und darum von ihm kaum unterschieden werden kann. Der Buchenpollen des Diagramms 5 wird in das Moor gelangt sein, als die Moorbildung bereits abgeschlossen war.

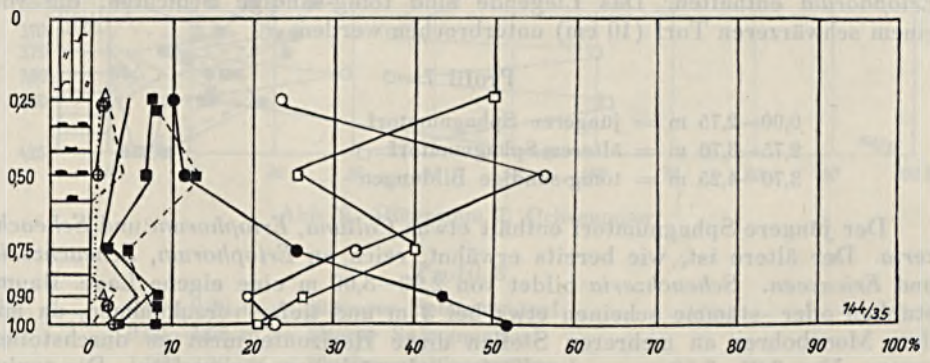


Abb. 7. Diagramm 5, Hestenmoor

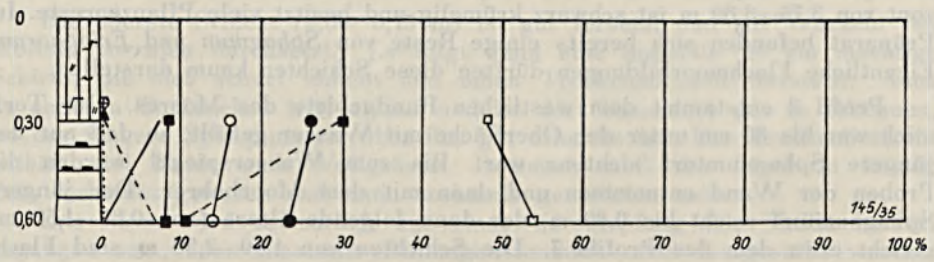


Abb. 8, Diagramm 6, Hestenmoor

3. Das Ochsenmoor

(Meßtischblatt Wahrenholz Nr. 1748)

Das dritte Moor, das dem Isetale angehört, ist das Ochsenmoor. Es liegt im nördlichen Teile dieses Tales und füllt eine Mulde, deren Entstehung nicht geklärt ist.

Das Ochsenmoor ist rund 1000 Morgen groß. Durch die Kultivierung, die im Jahre 1923 einsetzte, sind ungefähr $^2/_3$ des Moores in Wiesen umgewandelt. Die nicht kultivierten Flächen sind durch die Kultivierung mehr oder weniger betroffen, so daß von der ursprünglichen Vegetation wenig übrig geblieben ist. Aufzeichnungen über die Vegetation vor der Kultivierung bestehen nicht. Wir wissen nur, daß die Oberfläche des Moores vorwiegend aus Heidekräutern, Wollgräsern und Birkenanflug bestand, wie das jetzt noch im Schweimker Moore der Fall ist. Heute sind wohl noch alle Vertreter der Moorflora vorhanden, allerdings, durch die Verhältnisse bedingt, nur in geringer Anzahl.

Der Torf wird hauptsächlich am Westrande gestochen, weil hier der jüngere Sphagnumtorf weniger mächtig ist als in der Mitte. Bei meinen mehrmaligen Besuchen waren die Torflöcher infolge des regenreichen Sommers 1931 mit Wasser gefüllt, so daß die stratigraphischen Verhältnisse an den Torfwänden nicht feststellbar waren. Ich mußte mich daher zum größten Teil auf die Ergebnisse des Moorbohrers beschränken. Profil 7, das sich ungefähr in der Mitte des Moores befindet, weist eine 2,75 m starke Schicht jüngeren Sphagnumtorfes auf. Darunter befinden sich 1 m mächtige Bildungen des älteren Sphagnumtorfes, die von oben nach unten abnehmend *Scheuchzeria* und *Eriophorum* enthalten. Das Liegende sind tonig-sandige Schichten, die von einem schwärzeren Torf (10 cm) unterbrochen werden.

Profil 7

0,00—2,75 m = jüngerer Sphagnumtorf
2,75—3,70 m = älterer Sphagnumtorf
3,70—4,25 m = tonig-sandige Bildungen

Der jüngere Sphagnumtorf enthält etwas *Calluna, Eriophorum* und *Scheuchzeria*. Der ältere ist, wie bereits erwähnt, reich an *Eriophorum, Scheuchzeria* und *Ericaceen*. *Scheuchzeria* bildet von 2,90—3,00 m eine eigene Lage. Baumstubben oder -stämme scheinen etwa bei 3 m und tiefer vorzukommen, da mit dem Moorbohrer an mehreren Stellen diese Horizonte nicht zu durchstoßen waren. Von 3,25—3,50 m wurden Kiefernholzstückchen angetroffen. Die tonigsandigen Bildungen enthalten im Durchschnitt wenig Pflanzenreste. Der Horizont von 3,75—3,80 m ist schwarz krümelig und besitzt viele Pflanzenreste. Im Präparat befanden sich bereits einige Reste von *Sphagnum* und *Eriophorum*. Eigentliche Flachmoorbildungen dürften diese Schichten kaum darstellen.

Profil 8 entstammt dem westlichen Randgebiete des Moores. Der Torfstich war bis 80 cm unter der Oberfläche mit Wasser gefüllt, so daß nur der jüngere Sphagnumtorf sichtbar war. Bis zum Wasserspiegel wurden die Proben der Wand entnommen und dann mit dem Moorbohrer. Der jüngere Sphagnumtorf reicht bis 0,80 m, der dann folgende ältere (von 0,80—1,50 m) gleicht etwa dem des Profils 7. Die Schichten von 1,50—2,50 m sind Flachmoorablagerungen, die besonders oben Erlen- und Birkenholz enthalten.

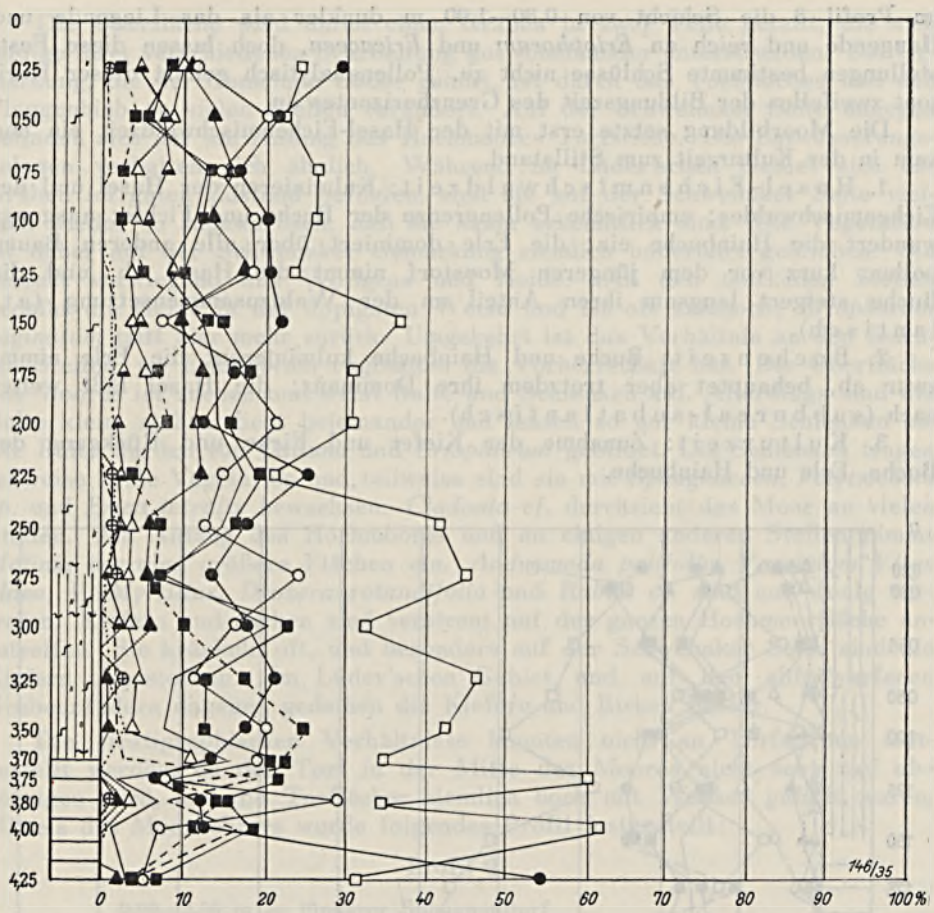


Abb. 9. Diagramm 7, Ochsenmoor

Profil 8

0,00—0,80 m = jüngerer Sphagnumtorf
0,80—1,50 m = älterer Sphagnumtorf
1,50—2,50 m = Flachmoorablagerungen
2,50—2,60 m = tonige Sande

Die oberste Schicht (0,00—0,15 m) ist gut zersetzt und mit Wurzeln von *Molinia coerulea* durchsetzt. Es folgt dann eine ungefähr 10 cm mächtige Schicht, die sich scharf abhebt und einen Trockenhorizont darstellt. Auch an anderen Torfstichen tritt er auf und ist dort besonders gut zu erkennen, wo der jüngere Sphagnumtorf über ihm gut erhalten ist. Der Trockenhorizont enthält viel Heide und Wollgräser. Demnach muß das Moor in letzter Zeit verheidet gewesen und dann nochmals gewachsen sein.

Das Moor wird vermutlich aus einer Versumpfung der Mulde hervorgegangen sein, denn limnische Bildungen konnten nicht festgestellt werden. Ein Grenzhorizont ist mit Bestimmtheit nicht nachzuweisen gewesen. Wohl war

im Profil 8 die Schicht von 0,80—1,00 m dunkler als das Liegende und Hangende und reich an *Eriophorum* und *Ericaceen,* doch lassen diese Feststellungen bestimmte Schlüsse nicht zu. Pollenanalytisch gehört dieser Horizont zweifellos der Bildungszeit des Grenzhorizontes an.

Die Moorbildung setzte erst mit der Hasel-Eichenmischwaldzeit ein und kam in der Kulturzeit zum Stillstand.

1. Hasel-Eichenmischwaldzeit: Kulminieren der Hasel und des Eichenmischwaldes; empirische Pollengrenze der Buche und Fichte; ausgangs wandert die Hainbuche ein; die Erle dominiert über alle anderen Baumpollen; kurz vor dem jüngeren Moostorf nimmt die Hasel ab, und die Buche steigert langsam ihren Anteil an der Waldzusammensetzung (atlantisch).

2. Buchenzeit: Buche und Hainbuche kulminieren; die Erle nimmt zwar ab, behauptet aber trotzdem ihre Dominanz; die Hasel läßt weiter nach (subboreal-subatlantisch).

3. Kulturzeit: Zunahme der Kiefer und Eiche und Rückgang der Buche, Erle und Hainbuche.

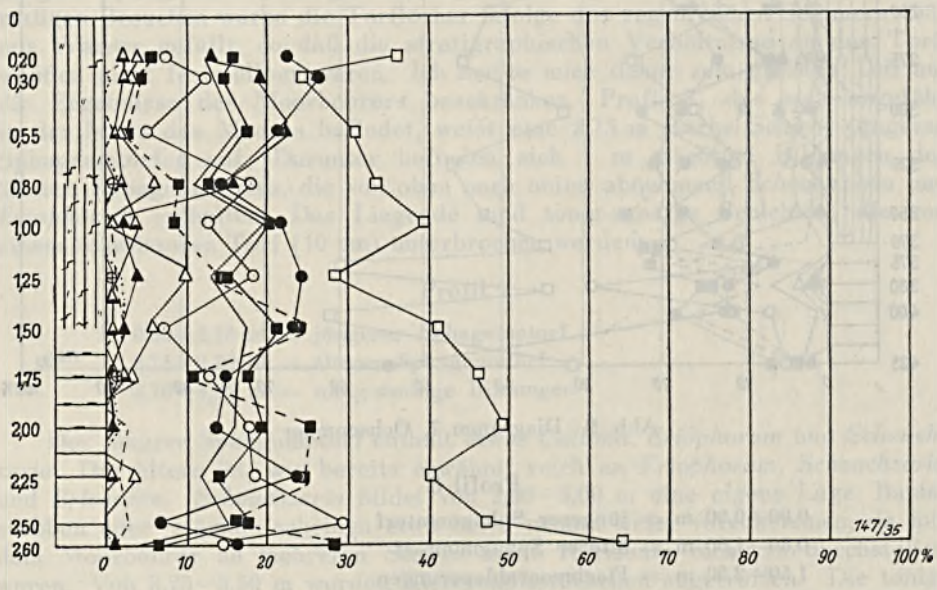


Abb. 10. Diagramm 8, Ochsenmoor

4. Das Schweimker Moor

(Meßtischblatt Hankensbüttel Nr. 1676).

Das Schweimker Moor füllt eine Mulde aus, die sich zwischen den beiden Flußläufen der Ise und Aue (Ilmenau) befindet. Das diluviale Tal der Ise erstreckt sich in seiner nördlichen Fortsetzung verengt bis zur Aue, so daß der Untergrund des Schweimker Moores ebenfalls aus Talsanden besteht. Das Moor gehört der Wasserscheide zwischen der Elbe und Weser an, die Abflüsse strömen also sowohl nach der Ise als auch nach der Aue.

Die Oberfläche wird durch einen Graben in zwei Teile geteilt, die sich infolge ihrer verschiedenen Bearbeitung gut voneinander unterscheiden. Die Gemarkung, die der Gemeinde Lüder gehört, ist durch das Torfstechen und den Plaggenhieb an vielen Stellen verändert. Auf der Schweimker Seite dagegen befinden sich nur am Anfang des Hochmoores Torfstiche. Die Entwässerungsanlagen verhalten sich ähnlich. Während im Lüder'schen Gebiet sich die Gräben im guten Zustand befinden, sind sie auf der Schweimker Seite vielfach wieder so zugewachsen, daß sie kaum erkenntlich sind. Die Vegetation ist daher auf der Schweimker Gemarkung ziemlich unberührt geblieben. Sie besteht vorwiegend aus Wollgras und Heide. An den trockenen Stellen gedeiht die Heide in der üppigsten Weise und ist oft kniehoch; *Eriophorum vaginatum* tritt hier mehr zurück. Umgekehrt ist das Verhältnis an den feuchten Stellen, wo *Eriophorum vaginatum* die Vorherrschaft hat. Die Oberfläche des Moores ist uneben und weist Bulte und Schlenken auf. Allerdings sind die Bulte klein, stehen dicht beieinander und lassen so nur kleine Schlenken zu. Die Bulte werden von *Calluna* und *Eriophorum* gebildet. Die Schlenken tragen teilweise keine Vegetation und teilweise sind sie mit *Sphagnaceen, Polytrichum sp.* und *Erica tetralix* bewachsen. *Cladonia cf.* durchzieht das Moor an vielen Stellen. Am Anfang des Hochmoores und an einigen anderen Stellen nimmt *Molinia coerulea* größere Flächen ein. *Andromeda polifolia, Vaccinium Vites idaea, V. Myrtillus, Drosera rotundifolia* und *Rubus cf.* sind nur wenig vertreten. Kiefern und Birken sind verstreut auf der ganzen Hochmoorfläche anzutreffen. Sie kränkeln oft, und besonders auf der Schweimker Seite sind die Kiefern abgestorben. Im Lüder'schen Gebiet und auf den aufgeworfenen Grabenrändern dagegen gedeihen die Kiefern und Birken besser.

Die stratigraphischen Verhältnisse konnten nicht an Torfstichen festgestellt werden, da der Torf in der Mitte des Moores nicht sehr tief abgetragen wird, und die Torflöcher ziemlich hoch mit Wasser gefüllt waren. Mittels des Moorbohrers wurde folgendes Profil festgestellt:

Profil 9

0,00—2,50 m = jüngerer Sphagnumtorf
2,50—2,75 m = älterer Sphagnumtorf
2,75—2,80 m = toniger Feinsand

Die oberste Torfschicht (ungefähr 10—20 cm) ist gut zersetzt und hebt sich infolge ihrer braunschwarzen Färbung scharf von dem jüngeren Sphagnumtorf ab.

Der jüngere Moostorf enthält nur wenig *Calluna, Scheuchzeria* und *Eriophorum*, nur die tieferen Schichten sind reich an *Eriophorum*. Der Horizont von 2,50—2,75 m führt viel *Eriophorum* und *Scheuchzeria* und muß als älterer Sphagnumtorf angesprochen werden.

Demnach scheint das Hochmoor sich unmittelbar auf dem Talsande angesiedelt zu haben. C. A. Weber hat in seinem klassischen Buche „Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoores von Augstumal im Memeldelta" (1902) die Entstehung eines solchen Hochmoores geschildert (vergl. auch Graebner 1925). Die Vorbedingung hierfür ist ein nährstoffarmer Sandboden, der eine höhere Vegetation ausschließt. Nur an den tieferen Stellen sind in unserem Moore teilweise geringmächtige Flachmoorablagerungen entstanden, wie das z. B. bei einem anderen Profile der Fall war. Hier erscheinen aber

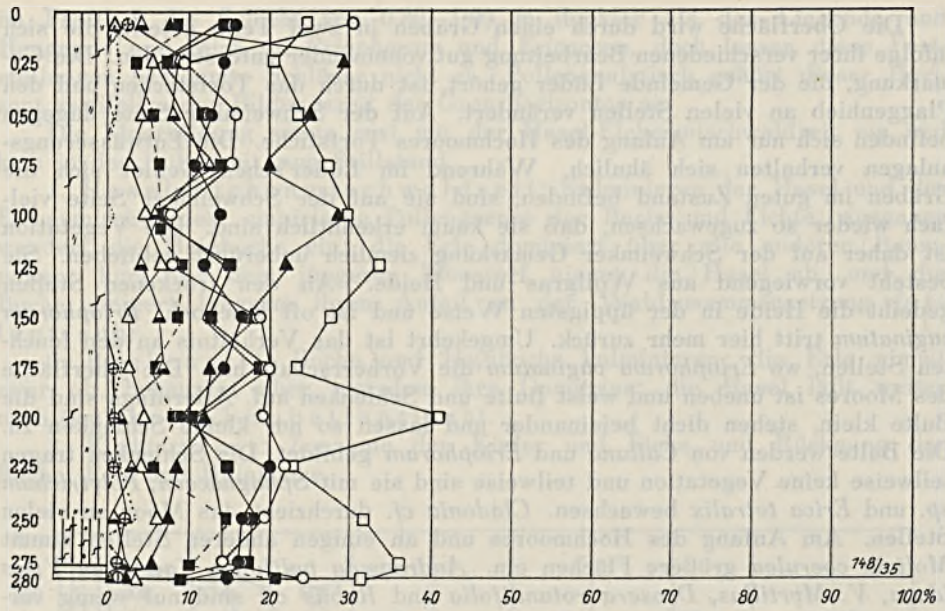


Abb. 11. Diagramm 9, Schweimker Moor

in dieser 20 cm starken Schicht bereits *Sphagnaceen,* und über diesem Horizont liegen Torfe, die reich an *Eriophorum* sind.

Schon aus diesen stratigraphischen Verhältnissen geht hervor, daß die Moorbildung spät eingesetzt haben muß. Durch die Pollenanalyse wurde festgestellt, daß das Moor erst in der Buchenzeit oder ausgangs der Eichenmischwald-Haselzeit entstanden ist.

1. Buchenzeit: Die Buche übernimmt langsam die Führung; die Hainbuche steigert ihren Anteil; die Hasel hält sich mit geringen Prozenten, desgl. die Fichte; die Erle dominiert bis auf die letzten drei Horizonte (subboreal-subatlantisch).

2. Kulturzeit: Dieser Abschnitt prägt sich in der Oberflächenprobe durch die starke Abnahme der Buche und Hainbuche und durch den Anstieg der Hasel und Eiche aus. Die Kiefer steigt allerdings nicht an. Der das Moor umgebende Wald besteht fast ausschließlich aus Kiefern, im Spektrum müßten diese daher ihren Niederschlag finden. Hier müssen örtliche Verhältnisse verdeckend gewirkt haben, die sehr wahrscheinlich ihre Erklärung darin finden, daß die Probe in der Nähe eines Grabens genommen wurde.

5. Das Vogelmoor

(Meßtischblatt Ehra Nr. 1821)

Das Vogelmoor befindet sich in einem Seitental der Kleinen Aller und liegt in der Nähe der Vogelmühle bei Barwedel.

Das Hochmoor ist sehr wahrscheinlich durch die Entwässerungsanlagen und das Torfstechen in seinem Wachstum gehemmt worden. Die noch einigermaßen unberührten Flächen nehmen den kleineren Teil ein, während der größere Teil in Wiesen umgewandelt ist. An den Torfstichen ist teilweise

keine Vegetation vorhanden, da der zu Tage tretende Torf sehr trocken und pulverförmig ist. Nur vereinzelt gedeiht hier *Rumex Acetosella* und *Eriophorum vaginatum*. Größere Flächen werden von *Calluna vulgaris* und *Molinia coerulea* eingenommen. An weiteren Pflanzen wurden festgestellt: *Potentilla reptans, Vaccinium Vitis idaea, Drosera rotundifolia, Epilobium palustre,* in den Torflöchern *Urticularia minor, Equisetum limosum, Typha latifolia, Callitriche vernalis, Lemna minor, Sphagnum sp.* und an den Torfwänden *Hydrocotyle vulgaris, Drosera rotundifolia* (20 cm über dem Wasserspiegel besonders viel) und *Cladonia sp.* Die Heide wird vielfach von *Cladonia cf.* durchzogen. *Betula pubescens,* weniger *B. verrucosa* und *Pinus silvestris* stehen verstreut oder in kleinen Beständen zusammen. Vergesellschaftet haben sich zu einem kleinen Gehölz *Pinus silvestris, Betula pubescens* (auch *B. verrucosa), Quercus sp.* und *Populus tremula* (in der Nähe eines Grabens), von denen die Birke und Kiefer dominieren. Den Gräben entlang stehen *Alnus glutinosa* und teilweise auch *Populus tremula.*

Wie die Zusammensetzung dieser Pflanzengesellschaften zeigt, bestehen sie nicht nur aus den anspruchslosen Gewächsen der Hochmoore, sondern in ihnen sind Pflanzen vertreten, die höhere Ansprüche stellen. In den Torflöchern können infolge des Abtorfens bis auf den Talsand eutrophe Pflanzen gedeihen, und auf der Oberfläche konnten sich durch den Einfluß der Menschen und den vor einigen Jahrzehnten stattgefundenen Brand Pflanzen und Bäume ansiedeln, die im allgemeinen die Hochmoore meiden.

Der stratigraphische Aufbau konnte nur im Profil 10 an einer Torfwand entnommen werden, Profil 11 wurde infolge des Fehlens von Torfstichen mit dem Moorbohrer genommen. Die beiden Profile zeigen folgenden Aufbau:

Profil 10

0,00—0,45 m = jüngerer Sphagnumtorf
0,45—0,60 m = Grenzhorizont
0,60—1,30 m = älterer Sphagnumtorf
1,30—1,80 m = Zwischenmoorbildungen, die schon dem älteren Sphagnumtorf ähnlich sind
1,80—2,00 m = Flachmoortorfe

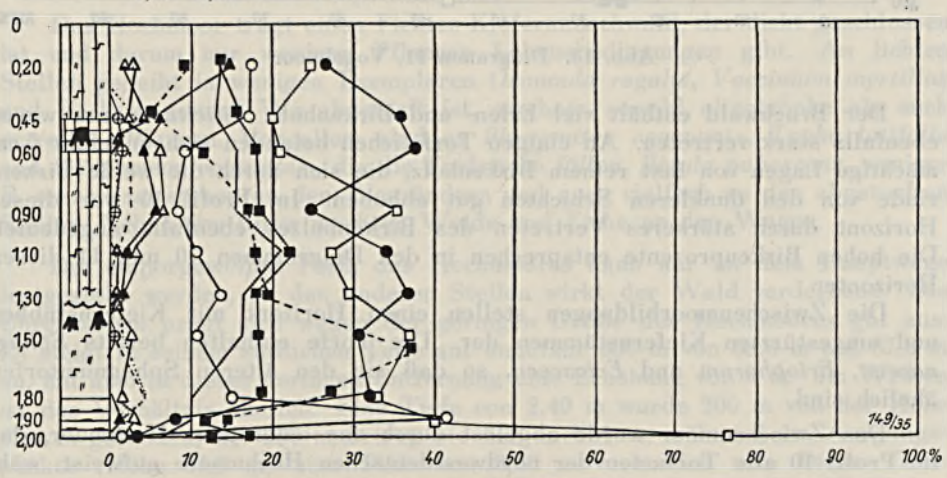


Abb. 12. Diagramm 10, Vogelmoor

Profil 11

0,00—1,20 m = älterer Sphagnumtorf
1,20—1,80 m = Zwischenmoorbildungen, die schon dem älteren Sphagnumtorfe ähneln
1,80—3,00 m = Flachmoortorfe

Die Flachmoorbildungen weisen im Profil 11 einen größeren Umfang auf als im Profil 10. Es fanden sich beim Mikroskopieren *Gramineen-* und *Cyperaceen*pollen. *Sphagnum*sporen kommen in den ganzen Flachmoorbildungen vereinzelt vor.

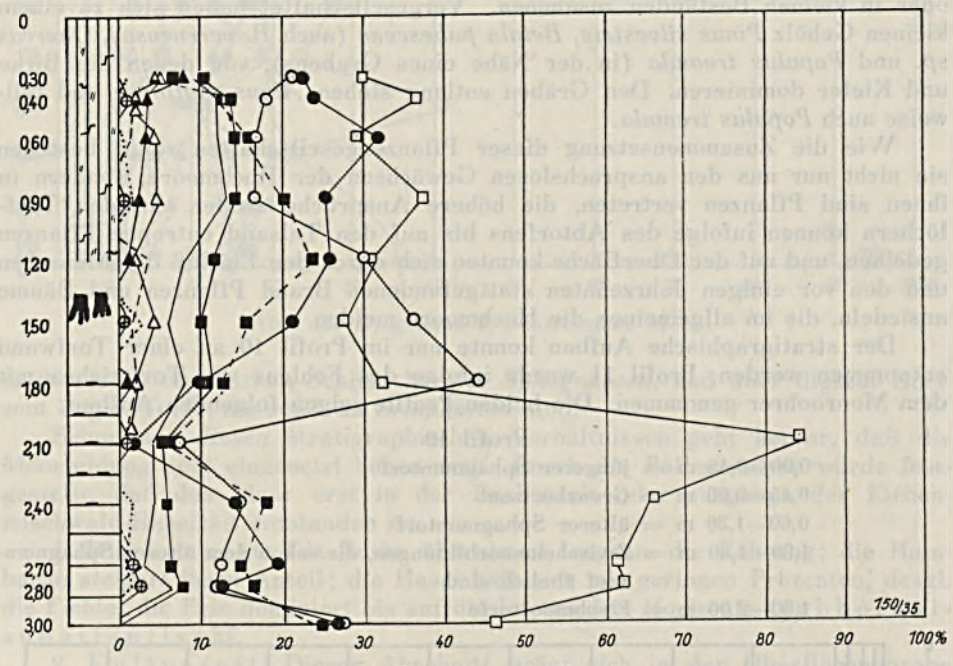


Abb. 13. Diagramm 11, Vogelmoor

Der Bruchwald enthält viel Erlen- und Birkenholz. *Filicitas*sporen waren ebenfalls stark vertreten. An einigen Torfstichen befanden sich ungefähr 5 cm mächtige Lagen von fast reinem Birkenholz, die sich durch die weiße Birkenrinde von den dunkleren Schichten gut abhoben. Im Profil 10 war dieser Horizont durch stärkeres Vertreten des Birkenholzes ebenfalls angedeutet. Die hohen Birkenprozente entsprechen in den Diagrammen 10 und 11 diesen Horizonten.

Die Zwischenmoorbildungen stellen einen Horizont mit Kiefernstubben und umgestürzten Kiefernstämmen dar. Die Torfe enthalten bereits *Sphagnaceen, Eriophorum* und *Ericaceen*, so daß sie den älteren Sphagnumtorfen ähnlich sind.

Das Zwischenmoor wurde abgelöst durch das ombrogene Hochmoor, das im Profil 10 alle Torfarten der nordwestdeutschen Hochmoore aufweist, während im Profil 11 nur der ältere Sphagnumtorf vorhanden ist. Dieser besteht

vorwiegend aus *Sphagnaceen,* reichlich *Eriophorum*, *Ericaceen* und etwas *Scheuchzeria.* Der Grenzhorizont enthält Kiefernstubben, die infolge der geringen Stärke des jüngeren Moostorfes des öfteren mit ihren Spitzen aus dem Torf herausstehen. Der jüngere Sphagnumtorf ist nur geringmächtig und fehlt im Profil 11 sogar ganz. Ob der Brand die oberen Schichten zerstört hat oder ob der Torf nur oberflächlich abbrannte, läßt sich heute nicht mehr nachweisen.

Kurz zusammengefaßt ließen sich folgende Zeiten der Waldentwicklung nachweisen:

1. Hasel-Kiefernzeit: Erste Kulmination der Hasel; Ausbreitung der Kiefer; Zunahme der Eichenmischwaldbildner; im letzten Abschnitt empirische Pollengrenze der Fichte; die Erle besitzt hohe Prozente (boreal).

2. Hasel-Eichenmischwaldzeit: Zweite Kulmination der Hasel und langsames Abfallen ihrer Kurve am Ende dieses Zeitabschnittes; stärkere Ausbreitung des Eichenmischwaldes; anfangs vorübergehende Birkendominanz; Die Erle sinkt auf ihre durchschnittliche Höhe herab; erneutes Anwachsen der Kiefernkurve; Einwanderung der Buche und später der Hainbuche; die Fichte breitet sich etwas mehr aus (in einem Diagramm, das nicht mit veröffentlicht ist, erreicht sie 10%; atlantisch).

3. Buchenzeit: Anstieg der Buchenkurve (subboreal-subatlantisch).

6. Das Hochmoor der Zuschneide

(Meßtischblatt Nr. 1822)

In einem größeren Becken des Tales der Kleinen Aller liegt westlich der Holzmühle bei Tülau-Fahrenhorst das südöstlichste Hochmoor des nordwestdeutschen Flachlandes. Es ist das Hochmoor der Zuschneide, das aber nur einen kleinen Teil dieses Beckens ausfüllt. Die übrigen Bildungen sind in der Hauptsache Flachmoortorfe; sandige und schwachlehmige Bildungen dagegen sind nur wenig vorhanden.

Das Hochmoor trägt einen Fichten-Kiefernmischwald, der dicht geschlossen ist und darum nur wenigen Pflanzen Lebensbedingungen gibt. An lichten Stellen gedeiht in wenigen Exemplaren *Osmunda regalis*, *Vaccinium myrtillus* und *V. Vitis idaea.* Wo abgetorft ist, wachsen sowohl oligotrophe als auch eutrophe Pflanzen. Vor allem sind es *Phragmites communis, Typha latifolia* und *Eriophorum vaginatum,* die die Torfstiche *füllen. Betula pubescens*, weniger *B. verrucosa,* stehen an den Wegrändern und auch vielfach an den abgetorften Stellen. Neben der Birke wachsen Weide und Eiche an den Wegen.

Die emporgewölbte Form des Hochmoores kann nur an dem Hauptwege festgestellt werden, an den anderen Stellen wirkt der Wald verdeckend. Die Uhrglasform prägt sich wegen der geringen Größe des Hochmoores gut aus. Es steigt in seinem südlichen Teile auf ungefähr 300 m von 63,6 m auf 67,6 m an, hat also in dieser geringen Entfernung eine Erhöhung von 4 m. Im Westen ist das Verhältnis ähnlich. Eine Tiefe von 2,40 m wurde 200 m von der Höhe 67,6 m gefunden, bei 300 m betrug sie nur noch 1 m, während am Ausgangspunkte (Höhe 67,6 m) eine Tiefe von 3,60 m vorhanden war. Diese Tiefe des Moores steht also ungefähr im Einklang mit der Steigung des Geländes.

Das Hochmoor hat folgende stratigraphischen Verhältnisse:

Profil 12

0,00—0,90 m = jüngerer Sphagnumtorf
0,90—1,20 m = Grenzhorizont?
1,20—2,10 m = älterer Sphagnumtorf
2,10—2,40 m = Zwischenmoorbildungen?
2,40—3,60 m = Flachmoortorfe

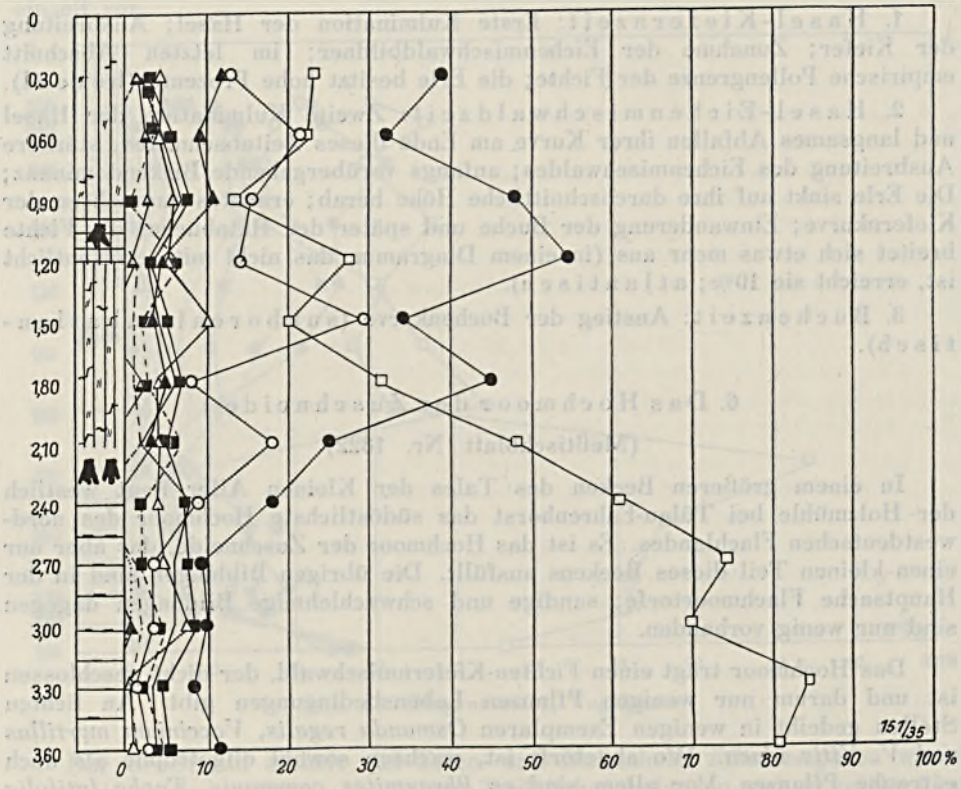


Abb. 14. Diagramm 12, Hochmoor der Zuschneide

Der Grenzhorizont und das Zwischenmoor mußten wegen des Mangels an guten Aufschlüssen in Frage gestellt werden. Der Schluß auf den Grenzhorizont wurde gezogen, weil der Horizont von 0,90—1,20 m holzreich ist, und die Buchenkurve nach dieser Schicht ansteigt. Das Zwischenmoor kann als gesicherter betrachtet werden. Nach dem Abschluß der Flachmoorbildung, die besonders in ihren obersten Schichten aus Erlenholzresten besteht, folgt ein holzreicher Horizont mit Sphagnaceen. Beim Herausholen der Proben mit dem Moorbohrer mußten bei 2 m Tiefe mehrfach neue Bohrstellen gesucht werden, da wegen der Stämme oder Stubben dieser Horizont nicht durchstoßen werden konnte. Ein wesentlicher Unterschied mit dem übrigen untersuchten Mooren besteht bei den Sphagnumtorfen, die weder als jüngere noch

als ältere Moostorfe anzusprechen sind. Diese Bezeichnungen sind aber beibehalten, da ihre Entstehungszeit mit diesen identisch ist. Der jüngere und der ältere Sphagnumtorf unterscheiden sich nur wenig in diesem Moore voneinander. Sie haben beide dasselbe Aussehen und weisen auch beide den annähernd gleichen Zersetzungsgrad auf. Der Torf ist ungefähr so dunkel wie die üblichen älteren Sphagnumtorfe und zeigt u. d. M. eine ziemlich gute Erhaltung der Sphagnumblätter. Die Pollendichte ist hier im „älteren" Sphagnumtorfe geringer als im „jüngeren" und steht damit schon im Gegensatz zu dem älteren Sphagnumtorfe Nordwestdeutschlands. Ein anderer Beweis ist der mangelhafte Heizwert dieses Torfes. Das Abtorfen wurde einige Zeit maschinenmäßig betrieben, mußte aber infolge der schlechten Beschaffenheit des Torfes wieder eingestellt werden.

Trotzdem die Hasel und der Eichenmischwald nicht ihre markante Prägung im Diagramm zeigen, läßt sich durch das Verhalten der übrigen Baumpollen der Beginn der Moorbildung zeitlich einigermaßen bestimmen. Da außer der Buche und Hainbuche sämtliche Waldbildner bereits eingewandert sind, die Kiefer ihre Kulminationen während der Birken-Kiefernzeit und der Hasel-Kiefernzeit überschritten haben muß, und die Fichte bereits ihre empirische Pollengrenze hat, wird wahrscheinlich der Anfang der Moorbildung in das Ende der Hasel-Kiefernzeit oder in den Anfang der Eichenmischwald-Haselzeit (spätboreal-frühatlantisch) fallen. Man könnte auch versucht sein, wegen der geringen Eichenmischwaldprozente anzunehmen, daß die Moorbildung einsetzte, als der Eichenmischwaldgipfel bereits überschritten war. Doch steht diese Annahme nicht recht im Einklang mit der Einwanderung der Buche. Es folgen dann die Eichenmischwald-Haselzeit (atlantisch) und die Buchenzeit (subboreal-subatlantisch). Die Kulturzeit hat im Diagramm keinen Ausdruck gefunden.

7. Das Quellmoor

(Meßtischblatt Steimke Nr. 1822)

Das Tal der Kleinen Aller ist in der Höhe der Holzmühle reich an Quellen, die die Veranlassung zur Bildung von Quellmooren gaben. Sie gehören der Gruppe der „Quellmoore von punktförmigem Auftreten" (von Bülow 1929, S. 202) an. Die meisten sind durch menschliche Einflüsse zum Absterben gebracht. Die Proben für die Untersuchung sind dem toten Quellmoor 250 m östlich der Holzmühle entnommen, das annähernd zur Hälfte abgetorft ist und inmitten von Wiesen liegt. Die Torfe werden aus Flachmoorpflanzen zusammengesetzt.

Die zum Beginn der Moorbildung vorhandenen hohen Prozente der Kiefer und die spätere Kulmination der Hasel und des Eichenmischwaldes lassen vermuten, daß die Entstehungszeit des Moores in das Ende der Kiefern-Haselzeit fällt. Es folgt dann die Eichenmischwald-Haselzeit (atlantisch), in der die Hasel und der Eichenmischwald kulminieren. Das niedrige Gipfeln dieser Vertreter des Waldes wird durch die hohen Prozente der Erle und durch ihren geringen Anteil an der Waldzusammensetzung bedingt sein. Es erinnert dadurch sehr an das Hochmoor der Zuschneide. Die empirische Pollengrenze der Fichte liegt vor der Kulmination der Hasel und des Eichenmischwaldes. Ihre Kurve steigt kurz nach ihrer Einwanderung an und erreicht den für unsere Gegend beachtlichen Wert von 12%. Am Ende der

Eichenmischwald-Haselzeit verlieren die Hasel und der Eichenmischwald. Die geringe Vertretung der Buche und das sporadische Erscheinen der Hainbuche am Schlusse der Moorbildung lassen erkennen, daß das Moorwachstum gegen Ende der Eichenmischwald-Haselzeit zum Stillstand kam.

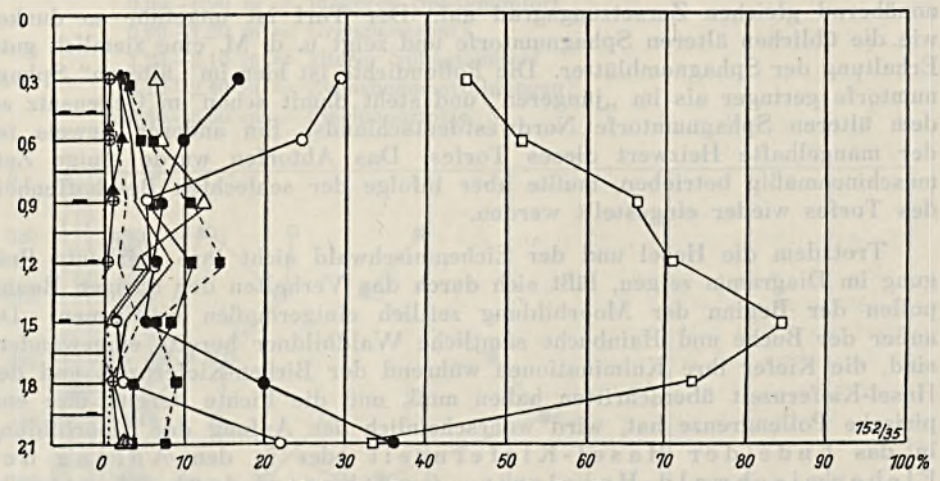


Abb. 15. Diagramm 13, Quellmoor

IV. Die Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide

(Siehe das Vergleichsschema der untersuchten Moore, Abb. 16, S. 395)

Das Große Moor bei Gifhorn besitzt das älteste und vollkommenste Profil, so daß C. A. Weber es mit Recht als den Typus nordwestdeutscher Hochmoore betrachten konnte (C. A. Weber 1908). Am jüngsten ist das Schweimker Moor, wo erst kurz vor der Bildung des jüngeren Sphagnumtorfes die Vermoorung beginnt.

Limnischen Ursprungs sind nur einzelne Teile des Großen Moores, alle anderen sind aus der zunehmenden Versumpfung des Geländes entstanden. Im Schweimker Moor konnten sich teilweise die Hochmoorpflanzen unmittelbar auf dem ausgelaugten, mineralarmen Boden ansiedeln. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Ochsenmoor. In den Randgebieten beider Moore befinden sich aber unter den Sphagnaceen die Ablagerungen der Flachmoore.

Über diesen liegen in den meisten Mooren die Bruchwaldtorfe, in denen sich hauptsächlich Erlenholz befindet. Birkenholz ist geringer vertreten, außer im Vogelmeer, wo es mehrere Lagen von ungefähr 5 cm Stärke bildet.

Zwischenmoorbildungen besitzen das Große Moor, das Vogelmoor und die Zuschneide. Sie enthalten Kiefernstubben, die von der Besiedlung der Moore durch Kiefernwälder zeugen. Die Torfe und Kiefernstubben weisen im Großen Moor und Vogelmoor vielfach Brandspuren auf.

Mit Ausnahme des Quellmoores haben alle Moore Sphagnumtorfe. Im Großen Moor, Ochsenmoor, Schweimker Moor und Vogelmoor finden wir den älteren und jüngeren Moostorf.

Der ältere Sphagnumtorf ist stark zersetzt und wird viel von *Ericaceen,* Wollgras und etwas *Scheuchzeria* durchsetzt. *Scheuchzeria* ist am stärksten dicht oberhalb des Zwischenmoores vertreten. Das Wollgras bildet dann

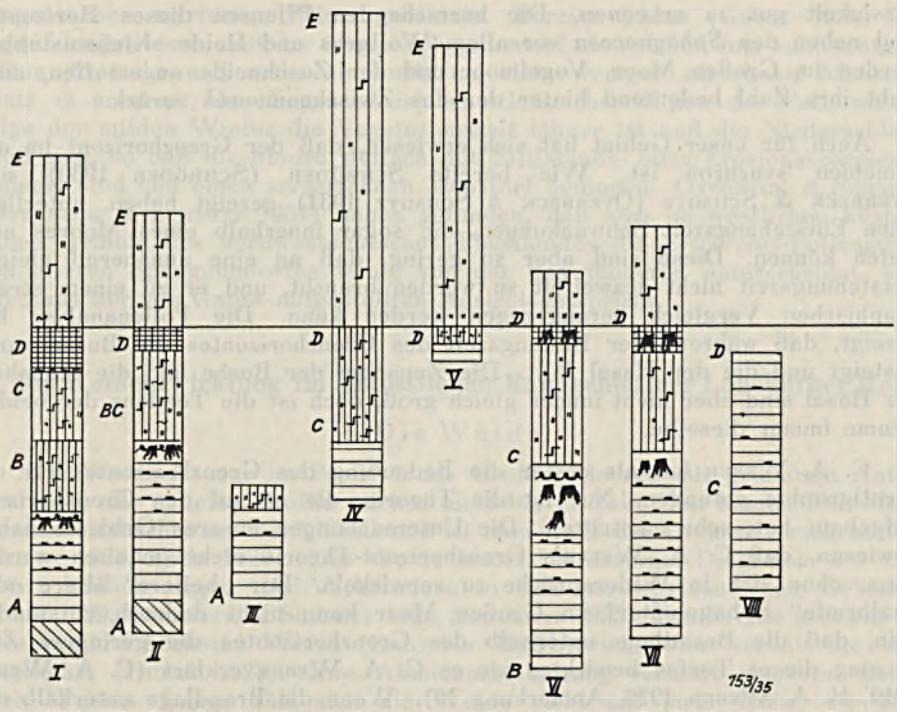


Abb. 16. Vergleichsschema der untersuchten Moore. I. Großes Moor bei Gifhorn. II. Großes Moor bei Gifhorn. III. Hestenmoor. IV. Ochsenmoor. V. Schweimker Moor. VI. Vogelmoor. VII. Hochmoor der Zuschneide. VIII. Quellmoor. A = Kiefernkulmination während der Kiefern-Birkenzeit. B = Haselmaximum während der Kiefern-Haselzeit. C = Haselmaximum während der Eichenmischwald-Haselzeit. D = Anstieg der Buchenkurve. E = Abfall der Buchenkurve.

und wann ganze Lagen, die sehr schlecht beim Torfstechen durchstoßen werden können und darum im Gifhorner Moore von den Torfarbeitern mit „Bullenfleisch" bezeichnet werden. Charakteristisch sind außerdem die Brandlagen, die oft auf größere Entfernungen das Moor durchziehen. Gut beobachtet wurden sie im Großen Moor, wo die besonders ausgeprägte Brandlage unterhalb des „halbreifen" Sphagnumtorfes die Veranlassung zur Bildung dieses Torfes war. Bultlagen treffen wir im älteren Moostorfe häufiger an als im jüngeren.

Der jüngere Sphagnumtorf ist an seiner gelblich-rötlichen Farbe zu erkennen und wird darum in unserer Gegend mit „Fuchstorf" bezeichnet. Während der ältere Moostorf beim Drücken zwischen der geballten Hand durch die Finger quillt, läuft beim jüngeren nur das Wasser heraus. Die Sphagnumblätter und -stengel sind gut erhalten. Heide, Wollgras und *Scheuchzeria* sind wenig vorhanden.

Den Kontakt zwischen dem älteren und jüngeren Sphagnumtorf stellt im Großen Moor, Vogelmoor und sehr wahrscheinlich auch im Hochmoor der Zuschneide der Grenzhorizont dar. Er ist an älteren Torfstichen durch seine

Rissigkeit gut zu erkennen. Die herrschenden Pflanzen dieses Horizontes sind neben den *Sphagnaceen* vor allem Wollgras und Heide. Kiefernstubben wurden im Großen Moor, Vogelmoor und der Zuschneide angetroffen, doch steht ihre Zahl bedeutend hinter der des Zwischenmoores zurück.

Auch für unser Gebiet hat sich erwiesen, daß der Grenzhorizont im allgemeinen synchron ist. Wie bereits Schröder (Schröder 1930) und Overbeck & Schmitz (Overbeck & Schmitz 1931) gezeigt haben, unterliegt seine Entstehungszeit Schwankungen, die sogar innerhalb eines Moores auftreten können. Diese sind aber so gering, daß an eine annähernd gleiche Entstehungszeit nicht gezweifelt zu werden braucht, und er zu einem stratigraphischen Vergleich herangezogen werden kann. Die Pollenanalyse hat gezeigt, daß während der Bildungszeit des Grenzhorizontes die Buchenkurve ansteigt und die der Hasel fällt. Die Zunahme der Buche und die Abnahme der Hasel sind aber nicht immer gleich groß, doch ist die Tendenz der beiden Bäume immer dieselbe.

C. A. Weber hat als erster die Bedeutung des Grenzhorizontes für die Stratigraphie gefunden. Nur ist die Theorie, die er auf den Grenzhorizont aufgebaut hat, sehr umstritten. Die Untersuchungen unseres Gebietes haben bewiesen, daß C. A. Weber's Grenzhorizont-Theorie nicht gehalten werden kann, ohne sich in Widersprüche zu verwickeln. Der „hellere" ältere oder „halbreife" Sphagnumtorf im Großen Moor kann nicht dadurch entstanden sein, daß die Brandlage unterhalb des Grenzhorizontes die geringere Zersetzung dieses Torfes bewirkte, wie es C. A. Weber erklärt (C. A. Weber 1910, H. A. Weber 1926, Anmerkung 10). Wenn die Brandlage unterhalb des Grenzhorizontes das Wasser abhielt, so daß der darunterliegende Sphagnumtorf weniger zersetzt werden konnte, hätte das in weit stärkerem Maße für den unter der zweiten Brandlage sich befindenden Sphagnumtorf zutreffen müssen. Da aber der unter der zweiten Brandlage liegende Moostorf stärker zersetzt ist, ergibt sich ein Widerspruch, der mit Weber's Theorie nicht gelöst werden kann. Eine weit bessere Klärung ist möglich, wenn die primäre Zersetzung des älteren Sphagnumtorfes angenommen wird. Durch die Brandlage, die den „halbreifen" Sphagnumtorf einleitet, konnte das Wasser nur langsam durchsickern, so daß die Torfmoose günstigere Lebensbedingungen fanden und besser vor der Zersetzung geschützt waren. Inwieweit das schnellere Wachstum der Mitte des Hochmoores mitgewirkt hat, ließ sich nicht genau feststellen.

Einen weiteren Beweis gegen die Annahme der nachträglichen Zersetzung des älteren Sphagnumtorfes liefert das Hochmoor der Zuschneide. Hier unterscheiden sich der ältere und jüngere Sphagnumtorf nur wenig voneinander, so daß die Bezeichnung älterer und jüngerer Moostorf nicht zutreffen, wenn damit der verschiedene Zersetzungsgrad dieser beiden Torfarten verbunden ist. Diese Bezeichnung ist aber beibehalten, da ihre Entstehungszeiten die gleichen sind. Die geringe Zersetzung dieses älteren Sphagnumtorfes kann nur durch die primäre Entstehung erklärt werden. Wenn die Trockenzeit die Zersetzung nachträglich vollzogen hätte, müßte erwartet werden, daß sie auch hier wirkte und den Moostorf zersetzte. Bei der Annahme der primären Entstehung des älteren Sphagnumtorfes kann die kontinentalere Lage dieses Moores in Rechnung gestellt werden, die es durchaus erklärlich erscheinen läßt, daß dieser ältere Sphagnumtorf weniger zersetzt ist als der im aus-

gesprochenen maritimen Klima gebildete. Bereits Gross (Gross 1930) hat darauf hingewiesen, daß der ältere Sphagnumtorf als solcher dem kontinentalen Klima zu mehr und mehr abnimmt, um dem weniger zersetzten Moostorf Platz zu machen. Das Gegenteil ist im atlantischen Klima der Fall, wo infolge der milden Winter die Vegetationszeit länger ist und die Niederschläge groß sind, so daß die Moore vielfach mit Stillstands- oder Erosionskomplexen bedeckt sind und einen zersetzenden Moostorf bedingen. Overbeck & Schmitz (Overbeck & Schmitz 1931) haben gefunden, daß sich im westlichen küstennahen Gebiete des nordwestdeutschen Flachlandes die *Ericaceles*-Pollenkurve des älteren Sphagnumtorfes wenig von der des jüngeren unterscheidet, was durchaus der von Gross aufgestellten Ansicht entspricht.

V. Die Waldentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide

1. Die Weide

Die Weide ist nur im Profil 1 des Großen Moores mit größerem Anteil vertreten, alle anderen Profile reichen nicht bis in diese Zeit hinein. Die Flora dieses Zeitabschnittes war glazial und ist dem Ende der Dryaszeit zuzurechnen (Hueck 1928, Koch 1929). Die Weide besitzt in unserem Diagramm 8% und 12%. Ähnlich liegen die Verhältnisse in den nordwestdeutschen Gebieten (Koch 1929, Overbeck & Schmitz 1931, Schubert 1933). Die Weide erreicht im Westen ihre höchsten Werte (Erdtman 1928 b), im Osten verhält sie sich umgekehrt (Hueck 1928). Ihre Abundanzsteigerung verläuft also von Osten nach Westen. Lange hält sich die Weide nicht auf ihrer Höhe, sie läßt bald nach und erscheint in den späteren waldgeschichtlichen Phasen nur sporadisch.

2. Die Birke

Die Birke hat ebenfalls ihre größte Ausbreitung im ersten Abschnitt der Waldentwicklung. Ihre größten Werte weist sie im Diagramm 1 (Großes Moor) auf, in dem sie sofort mit ihrem höchsten Stand von 60,7% beginnt. Einen annähernd gleichen Wert hat sie im Hestenmoor. Im nordwestdeutschen Flachlande, Irland, England, Schweden und Estland erreicht sie im allgemeinen eine größere Ausbreitung (Erdtman 1921, 1928 b, Hesmer 1928, Koch 1929, Overbeck & Schmitz 1931, Thomsen 1926), während im ostdeutschen Binnenlande ihre Werte geringer bleiben (Hein 1931). Mit einer Beteiligung von 60,7% hält sich unser Gebiet ungefähr in der Mitte zwischen der höchsten Ausbreitung im Westen und der niedrigeren im Osten.

„Das stärkere Hervortreten der Birke im Westen und Norden nimmt an dem Hinausgreifen der Birke über die Kiefer an der alpinen und maritimen Waldgrenze in Skandinavien teil, das vielleicht dadurch bedingt ist, daß die Birke mit niederer Sommertemperatur auskommt als die Wald-Kiefer. Diese Erklärung wäre auch für die regionale Scheidung im Praeboreal einleuchtend, da die Sommerwärme naturgemäß gegen Westen und Norden hin sinkt. Die höheren Weidenprozente im Westen und Norden lassen an den Grauweidengürtel in den skandinavischen Hochgebirgen denken." (Rudolph 1930, S. 128). Die Ausbreitung der Birke ist also klimatisch bedingt und darum an den atlantischen Westen und Norden gebunden, ohne aber Südwestdeutschland auszuschließen (Bertsch 1927, 1928).

In den Diagrammen 1 und 2 (Großes Moor) tritt nach dem Emporschnellen der Kiefernkurve ein erneuter Vorstoß der Birke auf, der von einer Abnahme der Kiefer begleitet ist. In Dänemark und Mittelschweden hat man ähnliches festgestellt. Jessen führt dieses Verhalten der Kiefer und Birke auf einen der letzten Gletschervorstöße zurück (Hein 1931), der in mittelschwedischen Endmoränen nachgewiesen ist. Nach dem oben zitierten Verhalten der Kiefer und Birke auf höhere oder niedere Sommertemperaturen kann angenommen werden, daß die Kiefer durch den Kältevorstoß zurückgedrängt wurde, und die Birke erneut vorstoßen konnte. Ob die Birkenausbreitung in unserem Gebiete aber auf die angeführten klimatischen Ursachen zurückzuführen ist, erscheint sehr unwahrscheinlich, da in dieser Zeit die wärmeliebenden Bäume beginnen, sich auszubreiten.

Von lokalen Verhältnissen (Vogelmoor) abgesehen, verliert die Birke in den nachfolgenden waldgeschichtlichen Phasen.

3. Die Kiefer

Die Massenausbreitung der Kiefer im Praeboreal und Boreal hat unser Gebiet mit fast allen Teilen Mitteleuropas gemeinsam. In England und Irland hinkt Pinus nach und erreicht seinen höchsten Stand erst nach der Kulmination der Hasel (Erdtmann 1928 b). Auch hat er nicht den Prozentsatz, den er im übrigen Mitteleuropa besitzt. Eine Mittelstellung zwischen England und dem Norden Europas, den die Kiefer ebenfalls etwas später erreicht, stellt das küstennahe Gebiet Nordwestdeutschlands dar (Overbeck & Schmitz 1931), wo die Kiefer früher als in England und Nordeuropa zur Entfaltung kommt, aber später als im Osten und Süden. Die Massenausbreitung der Kiefer fällt hier in die Zeit der beginnenden Ausbreitung der wärmeliebenden Bäume. In unserem Gebiete hat sie zwar ihr Maximum in der Birken-Kiefernzeit, doch erst nach der Birkenkulmination, was durchaus der südöstlichen Lage unseres Gebietes entspricht. Das kontinentale Ostdeutschland dagegen beginnt sofort mit der Kiefernzeit (von Bülow 1928 a und e, Hein 1931).

Mit dem Atlantikum ändert sich das Bild wesentlich. In den Diagrammen des Gifhorner Moores, des Ochsenmoores und des Schweimker Moores sinkt die Kiefernkurve nach dem Boreal herab und pendelt im Durchschnitt bis zum sekundären Kiefernanstieg zwischen 10% und 20%. Nur im Profil 1 des Großen Moores sinkt ihr Anteil vorübergehend auf 6,4%. Wird die hohe Pollenproduktion der Kiefer und der Ferntransport in Rechnung gestellt, so ergibt sich eine geringe Beteiligung der Kiefer im westlichen Teile unseres Gebietes. Daß sie nicht ganz verdrängt worden ist, beweisen die Kiefernstubben, die sich vereinzelt im Grenzhorizont finden.

Im Vogelmoor dagegen erreicht wohl die Kiefer nicht die Ausbreitung, die sie im Boreal hatte, aber sie überflügelt zeitweilig sogar die Erle. Noch schärfer prägt sich dieses Verhalten der Kiefer in dem Diagramm der Zuschneide aus. Hier hat sie im älteren Sphagnumtorf die absolute Mehrheit über alle anderen Pollen, die sie bis zum Ende der Moorbildung beibehält. Das Wachstum des Moores reicht zwar nicht bis in die Gegenwart, kann aber auch wiederum nicht sehr früh zum Stillstand gekommen sein, da es 90 cm mächtigen Moostorf besitzt. Es wird demnach frühestens im ersten Jahrtausend n. Chr. sein Wachstum eingestellt haben. Daß dann noch ein Rückzug der Kiefer erfolgt sein kann, ist sehr unwahrscheinlich.

In unserem Gebiete treten also zwischen dem westlichen und östlichen Teile deutlich regionale Unterschiede auf. Während die Kiefer im Westen eine geringe Vertretung während des Atlantikums und Subatlantikums hat, hält sie im Osten ihren Bestand.

Ein Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen des nordwestdeutschen Flachlandes zeigt, daß sich dort die Kiefer ähnlich verhält, wie in unserem westlichen Teile (Erdtman 1921, 1924, Hesmer 1932 a und c, Koch 1929, Overbeck & Schmitz 1931, Schröder 1930, 1931, Schubert 1933); der östliche aber steht mit dem ostdeutschen Binnenlande in Einklang (von Bülow 1928 a und e, Hein 1931, Hueck 1928). Für das Gebiet der Niederweser und Ems konnten Overbeck & Schmitz nachweisen, daß auch dort die Kiefer regionale Unterschiede besitzt. Sie verliert zunächst an der Westflanke ihre Standorte und erst später östlich der Weser. Also auch hier ein Abundanzgefälle von Osten nach Westen. Dieser Rückzug der Kiefer im Atlantikum prägt sich in allen Gegenden des nordwestdeutschen Flachlandes aus. Bislang wurde immer angenommen, daß sich hier die Kiefer nur selten habe halten können. Vergleicht man aber alle bisher erschienenen Arbeiten aus diesem Gebiete, so muß festgestellt werden, daß das kontinuierliche Auftreten der Kiefer selten unterbrochen wird (vgl. noch Brinkmann 1934, Koch 1934, Pfaffenberg 1934, Pfaffenberg & Hassenkamp 1934, Wildvang 1933 a und b). Von mir sind Moore der Lüneburger Heide pollenanalytisch untersucht, in deren Diagrammen die Kiefer dasselbe Verhalten zeigt. Darum darf mit Recht angenommen werden, daß die Kiefer im Atlantikum wohl eine starke Einbuße erlitten hat, aber ganz das nordwestdeutsche Flachland nicht zu räumen brauchte. Sie wird allerdings überall nur geringe Standorte auf Mooren oder sandigen Böden besiedelt haben.

Die westliche Verbreitungsgrenze der Kiefer verläuft nach Dengler etwas westlich der Elbe (Dengler 1904). Außerdem nimmt er an, daß im nordwestdeutschen Flachlande eine sogenannte Reliktinsel vorhanden ist, deren Grenze „vom Huntebruch im Amt Vörden in der Nähe des Dümmer Sees über Varrel, Steierberg, Neustadt am Rübenberge, Burgdorf nach Gifhorn geht; von hier über Knesebeck, Hanember Tannenholz bei Diesdorf, dann wieder westlich über Sprakensehl, Hermannsburg, Fallingbostel auf Stellichte zu und schließlich von dort wieder südwestlich über Rethen, Ehrenburg und Diepholz bis zum Huntebruch. Das natürliche Vorkommen im Dannenbergischen, dem sogenannten Lüneburger Wendland, sowie in der Magdeburgischen Altmark ist unsicher“ (Dengler 1910, S. 528). Durch archivale Funde usw. erhärtet Dengler für viele der oben angeführten Orte das natürliche Vorkommen der Kiefer, von denen hier nur die für uns am nächsten liegenden Orte herausgenommen werden sollen. So führt er z. B. für Hermannsburg an „Der Hassel besteht (im Jahre 1677) in vielen Dannen, Fuhren undt Birken Holtz, auch abstendige Buchen. Der Kreyenhoep besteht in lauter Dannen undt Fuhren undt befindet sich, daß viele derselben abstendig undt nirgentß alß zum Feuer Holtz dihnlichen“. Dengler schließt daraus mit Recht, daß, da erst 1654 der Gedanke des künstlichen Anbaues der Kiefer aufkam, diese Bestände ein natürliches Vorkommen darstellen.

„Ebenso läßt sich das ursprüngliche Vorkommen der Kiefer für die Waldungen bei Gifhorn (Stat. 410) nachweisen. Diese lieferten im Winter 1757/58 für die französische Einquartierung fast 5000 Kiefern und 200 Klafter Eichenbrennholz“ (Dengler 1904, S. 53). Die Einwände Krause's, daß es sich

um künstliche Anpflanzungen handele, wird folgendermaßen widerlegt „Krause glaubt, diese Waldungen jedoch nicht für ursprüngliche halten zu dürfen, da Amtmann von Uslar im Jahre 1822 fast in allen Spuren antraf, „daß dort vormals bebaute Ackerfelder waren". Diese Erscheinung ist indessen kaum auf künstliche Anbauversuche zurückzuführen. Sie ist in vielen Wäldern zu finden und rührt zumeist von den Folgen der Verwüstung und Entvölkerung des Dreißigjährigen Krieges her. Da die Äcker nicht bestellt werden konnten, siedelte sich allmählich wieder der Wald auf ihnen an, und solche Grundstücke pflegten dann die großen Grundherren zur willkommenen Vergrößerung ihres Besitzes anzusehen. „Wo der Strauch dem Ritter reicht bis an den Sporn, da hat der Bauer sein Recht verloren." In solchen Zeiten hat niemand an künstliche Kulturen gedacht. Wie anders aber sollten dann die Kiefern bei Gifhorn an jene Stelle sich eingefunden haben, als durch Anflug von anderen, in benachbarten Waldteilen natürlich vorkommenden Artgenossen." (Dengler 1904, S. 53.)

Unser Gebiet soll nach Dengler an der Ostgrenze der Kieferninsel liegen. Mit unseren Untersuchungsergebnissen steht diese Annahme nicht im Einklang. Vielmehr wird der Anschein erweckt, als sei es die Westgrenze der Kieferninsel, wenn überhaupt eine Insel in Frage kommt. L. Hein vermutet ähnliches, indem sie schreibt „Wir müßten also wohl die Ostgrenze der Reliktinsel ein ganzes Stück weiter nach Osten verlegen, vielleicht bis an den Rand der Elbniederung. Wenn wir das aber tun, geben wir damit die Reliktinsel als solche auf (Hein 1931, S. 37/38). Die Abundanzsteigerung der Kiefer von Gifhorn über Ehra-Tülau-Fahrenhorst legt den Gedanken nahe, das natürliche Vorkommen der Kiefer auch weiter östlich anzunehmen, so daß dadurch die Westgrenze der Kiefer erreicht wird, und damit die Kieferninsel fällt. Flur- und Ortsnamen an der Ostflanke unseres Gebietes deuten auf Nadelholz hin und erhärten die obigen Feststellungen (Andree 1901, Lehrmann, Osterburg, Schmidt & Meseberg 1912).

Das Verhalten der Kiefer in unserem Gebiet entspricht durchaus den klimatischen Verhältnissen. Die Kiefer gedeiht am besten in Gegenden mit kontinentalem Winter. Als daher nach dem Boreal in Nordwestdeutschland das atlantische Klima einsetzte, zog sich die Kiefer mehr und mehr auf ihr heutiges Areal zurück. Die Buche, die in dieser Zeit einwanderte, kann die Kiefer nicht verdrängt haben, wie es Dengler annimmt (Dengler 1904). Der Sturz der Kiefernkurve steht in keinem Diagramm mit dem Anstieg der Buche im Einklang.

Da das atlantische Klima des nordwestdeutschen Flachlandes langsam nach Osten und Südosten abnimmt, und das kontinentale Klima in demselben Maße an Einfluß gewinnt, darf nicht angenommen werden, daß die Kiefer etwa von Tülau-Fahrenhorst dieselbe Ausbreitung besitzt, die sie im östlichen Binnenlande hat. Die Kiefernkurve liegt im Hochmoor der Zuschneide nicht so hoch wie in den Brandenburger Mooren und kann daher nicht den Anteil an der Waldzusammensetzung haben, den sie dort besitzt. Das kontinentale Klima hat in dem östlichen Teil unseres Gebietes aber den Punkt erreicht, der es der Kiefer ermöglicht, sich in größeren Beständen behaupten zu können.

Der sekundäre Kiefernanstieg, der einmal zurückzuführen ist auf die Bevorzugung der Kiefer durch die moderne Forstwirtschaft, und zum anderen auf eine Überpräsentation des Kiefernpollens infolge der beginnenden Wald-

armut beruht, prägt sich in den Kulturspektren aus. Mit 1000 bis 1200 n. Chr. (karolingische Rodungen) beginnt der sekundäre Kiefernanstieg und erreicht sein Maximum in den letzten 200 Jahren, als man dazu überging, die Kiefer anzupflanzen.

Es ergaben sich, kurz zusammengefaßt, folgende Feststellungen:

1. Für Dengler's Reliktinsel der Kiefer konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden.

2. Die Westgrenze der Kiefer wird weiter im Westen verlaufen, als bislang angenommen wurde.

3. Die Kiefer hat sich im nordwestdeutschen Flachlande nach ihrem Rückzuge im Atlantikum in geringen Beständen an vielen Stellen gehalten.

4. Die Erle

Die Erle wirkt wegen ihrer großen Pollenproduktion und ihres Gebundenseins an Flachmoore recht störend auf das pollenanalytische Bild ein. Da die Flachmoore häufig die Hochmoore umschließen oder in der Nähe der Hochmoore sich befinden, hat der Erlenpollen auch in den Hochmoorprofilen einen großen Einfluß. Besonders störend wirken sie in den Diagrammen der Flachmoore, in denen sie oft eine so hohe Frequenz haben, daß die anderen Baumpollen nicht recht zur Entfaltung kommen können. Die Erle hat in Nordwestdeutschland die Rolle, die die Birke in England und die Kiefer in Ostdeutschland besitzt. Sie liebt feuchte Standorte und konnte sich daher in den zahlreichen Mooren Nordwestdeutschlands gut ausbreiten.

Die Einwanderung der Erle erfolgte in unser Gebiet sehr früh (empirische Pollengrenze im Praeboral) und scheinbar noch vor der Hasel. Diese Annahme wird durch die Tatsache erhärtet, daß die Erle ihre Massenausbreitung vor der Hasel hat. Eine ebenso frühe empirische Pollengrenze besitzt sie im Durchschnittsdiagramm der Oberharzer Moore (Hesmer 1928), aus dem einwandfrei hervorgeht, daß die kontinuierliche Erlenpollenkurve vor der der Hasel beginnt. Daß die Hasel hier früher zur Kulmination gelangt als die Erle, liegt an den für die Hasel günstigen Verhältnissen in den montanen Lagen. Ins nördliche Mitteleuropa dagegen wandert sie später ein als in Mitteldeutschland (Hein 1931, Hueck 1928, Koch 1929, Overbeck & Schmitz 1931, Thomsen 1926). Die größte Ausbreitung erlangte die Erle in der atlantischen Zeit, während sie im Subatlantikum eine Einbuße erfährt, die auf die Einwirkung des Menschen zurückzuführen ist.

Die Hasel

Im Gegensatz zur Erle kommt die Hasel nach ihrer Einwanderung im Spätpraeboreal bis Frühboreal nicht sofort zu einer Massenausbreitung, sondern erst im Boreal steigert sie ihre Werte und kulminiert zum ersten Male. Diese Massenausbreitung der Hasel kennzeichnet alle Diagramme Mitteleuropas. Im nordwestdeutschen Flachlande zeigt die Hasel ein sehr verschiedenes Verhalten, so daß es nichts Außergewöhnliches ist, wenn sie in einem kleinen Gebiet unterschiedliche Werte aufweist. Auch in unseren Pro-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

filen sind die Kulminationen der Hasel verschieden hoch (vgl. Tabelle S. 414). Klimatische Ursachen können dieses unterschiedliche Verhalten der Hasel nicht verursacht haben, der Grund kann nur an den edaphischen Verhältnissen liegen.

Das Vorkommen zweier Kulminationspunkte ist ein anderer Zug, den die norddeutschen (von Bülow 1928 a und e), besonders aber die Moore des nordwestdeutschen Flachlandes gemeinsam haben (Hesmer 1928, Koch 1929, Overbeck 1928, Overbeck & Schmitz 1931, Schmitz 1929). In unserem Gebiete hat die Hasel zwei Gipfelpunkte in den Diagrammen 1, 2 und 11, von denen der erste in die Kiefern-Haselzeit (boreal) und der zweite in die Eichenmischwald-Haselzeit (atlantisch) fällt.

Am Ende des Atlantikums sinkt die Haselkurve mehr und mehr herab. Der Grund für diese Annahme wird im allgemeinen in der Klimaverschlechterung ausgangs der atlantischen Zeit gesucht, wie ihre Massenausbreitung auf eine Wärmeverbesserung zurückgeführt wird. Ob das Klima die alleinige Ursache für ihre Zu- und Abnahme gewesen ist oder ob ihr die lichten Eichenmischwälder eine bessere Ausbreitung ermöglichten als die Buchenwälder, und sie darum der vordringenden Buche weichen mußte, ist nicht einwandfrei geklärt. Doch dürfte das Klima der wesentlichste Faktor gewesen sein, da neben dem Buchenwalde auch der Eichenwald im Subatlantikum fortbestand. Die Hasel wäre wohl zurückgegangen, aber nicht in dem Maße, wie es geschehen ist.

In den Kulturspektren steigt die Haselkurve wieder etwas an. Die Ursache hierfür haben wir einmal darin zu suchen, daß der Mensch sie in den Eichenwäldern wegen ihrer schmackhaften Nüsse duldete, und zum anderen liegt eine Überrepräsentation des Haselpollens vor, die durch die zunehmende Waldarmut und die große Pollenproduktion der Hasel bedingt ist.

6. Der Eichenmischwald

Die Eichenmischwaldbildner — Eiche, Linde und Ulme — wandern im Frühboreal in unser Gebiet ein. Aus den Diagrammen geht nicht hervor, welcher Baum des Eichenmischwaldes zuerst das südöstliche Randgebiet der Lüneburger Heide erreicht. Die Diagramme 1, 2 und 3 des Großen Moores, die Diagramme des Hestenmoores und das Diagramm 11 des Vogelmoores, die zur Klärung dieser Frage herangezogen werden können, zeigen ein verschiedenes Verhalten in der Einwanderungsfolge der Komponenten des Eichenmischwaldes. Darum wird es sehr wahrscheinlich sein, daß Eiche, Linde und Ulme ungefähr gleichzeitig einwanderten. Ähnliche Ergebnisse zeigen die Untersuchungen aus Nordwestdeutschland (Koch 1929, Overbeck & Schmitz 1931, Pfaffenberg 1933).

Zu einer größeren Ausbreitung gelangen die Eichenmischwaldbildner in der postglazialen Wärmezeit. Allgemein wird angenommen, daß diese Wärmezeit die Ursache für die Zunahme des Eichenmischwaldes war. Vor allem werden die wärmeliebende Linde und Ulme diesem nacheiszeitlichen Klimaoptimum ihren größeren Anteil am Waldbilde verdanken. Darum sehen wir die Ulme und Linde am Ende des Atlantikums, als das Klima sich verschlechterte, langsam aus dem Eichenmischwalde verschwinden. Sie haben im Subatlantikum ungefähr die Vertretung im Walde, die sie auch heute noch be-

sitzen. Beide Bäume erreichen bald nach ihrer Einwanderung ihren höchsten Stand und zwar kulminiert die Ulme vor der Linde. Nach ihnen gipfelt erst die Eiche und behauptet dann ihre Vorherrschaft im Eischenmischwalde. Mit 11,3% hat die Ulme und mit 19,3% die Linde ihren höchsten Stand. Schubert wies nach, daß die hohen Werte der Linde an humosen Sand gebunden sind, in dem die Pollen leicht korrodiert werden. Der Lindenpollen aber sei relativ widerstandsfähig und „vor allem auch in stark korrodiertem Zustande gut zu erkennen" (Schubert 1933, S. 61). Unsere höchsten Lindenwerte von 16,7% und 19,3% befinden sich ebenfalls im humosen Sand (Profil 7 im Ochsenmoor), so daß auch hier sehr wahrscheinlich die Widerstandsfähigkeit und die gute Erkennbarkeit des Lindenpollens eine Beteiligung anzeigt, die die Linde in Wahrheit nicht besessen hat. Im Durchschnitt liegen ihre Kulminationspunkte tiefer und halten sich um 5%. Da die Ulme und Linde Insektenblütler sind, erzeugen sie relativ wenig Pollen und müssen daher einen größeren Anteil im Walde gehabt haben, als ihre Prozente betragen. Im Gifhorner Moore erreicht der Eichenmischwald bereits in der Kiefern-Haselzeit hohe Prozente, so daß dieser Zeitabschnitt hier mit Hasel-Eichenmischwald-Kiefernzeit bezeichnet werden konnte. Die Eiche besitzt im Durchschnitt im Atlantikum ihre höchsten Werte und verliert im Subatlantikum zugunsten der Buche viele Standorte.

Die regionalen Unterschiede innerhalb unseres Gebietes, die bereits für die Verbreitung der Kiefer nachgewiesen werden konnten, treffen auch für die Beteiligung der Eiche zu. Im westlichen Teile liegen die Kulminationspunkte der Eiche um 20%. Die Gipfelpunkte der Eiche liegen in den Diagrammen des Großen Moores über 20%, da die Eiche im Allertale gute Wachstumsbedingungen fand, während in den Diagrammen des Ochsenmoores und Schweimker Moores die höchsten Werte der Eiche 20% und weniger betragen. Diese Ausbreitung hat die Eiche auch im übrigen nordwestdeutschen Flachlande gehabt (Overbeck & Schmitz 1931, Pfaffenberg 1933, vgl. auch Tabelle S. 415). Nur in den westlichen Teilen des küstennahen Gebietes erreicht die Eiche höhere Gipfelpunkte, die teilweise über 50% liegen (Overbeck & Schmitz 1931). Dieses Verhalten des Eichenwaldes entspricht durchaus den von Tüxen aufgestellten Waldassoziationen Nordwestdeutschlands, wonach die reinen Eichen-Klimaxwälder in den niederschlagsreichsten Gegenden des nordwestdeutschen Flachlandes ihre größte Ausbreitung finden (Tüxen 1929).

An der östlichen Flanke unseres Gebietes liegen die Kulminationen der Eiche im allgemeinen tiefer als in den westlichen Teilen und nähern sich so der Eichenausbreitung des östlichen Binnenlandes. Die Eiche kulminiert zwar in Ostdeutschland teilweise mit denselben Prozenten, wie wir sie in den mittleren Teilen des nordwestdeutschen Flachlandes finden, ihre Beteiligung an der Waldzusammensetzung ist jedoch im Durchschnitt geringer (von Bülow 1928 a und e, Hein 1931, Hueck 1928, vgl. auch Tabelle S. 415).

Der Anstieg der Eichenkurve in dem obersten Spektrum ist u. a. auf die Begünstigung der Eiche durch den Menschen zurückzuführen. Sie wird gern in Niedersachsen innerhalb der Orte angepflanzt, besonders fehlt kaum einem Orte ein Eichenkamp. In den Wäldern wird die Eiche ebenfalls angepflanzt und gepflegt. Die Bevorzugung der Eiche ist auf ihre Bedeutung für die Schweinezucht zurückzuführen.

7. Die Fichte

Die Fichte hat ihre empirische Pollengrenze in unseren Diagrammen am Ende der Hasel-Kiefernzeit. Unser Gebiet wird sie also wenig später als den Harz erreicht haben. Allerdings sind zuerst nur wenige Pollen vorhanden, so daß die Vermutung naheliegt, Ferntransport aus dem Harze anzunehmen. Hesmer datiert aber die Einwanderung der Fichte in das Hermannsburger Gebiet auch „weit in das Atlantikum zurück" (Hesmer 1932, S. 43). C. A. Weber verlegt die Einwanderung der Fichte in die Gifhorner Gegend ins Atlantikum und erklärt diese Verzögerung durch eine nicht genügende Feuchtigkeit des Flachlandes, so daß die Fichte gezwungen war, den Umweg aus dem Südosten über die mitteldeutschen Gebirge zu nehmen (H. A. Weber, Anmerkung 5). Das trifft aber nicht zu, denn die empirische Pollengrenze fällt mit der des Harzes zusammen oder nur etwas später, liegt also am Ende des Boreals.

Wo in unseren Diagrammen ein Gipfel vorhanden ist, fällt er in der Regel kurz vor den Grenzhorizont oder den Kontakt zwischen dem älteren und jüngeren Moostorf. Später läßt die Fichtenkurve nach und steigt dann wieder im Subatlantikum. Einen hohen Anteil hat die Fichte nicht an der Waldzusammensetzung gehabt. Im allgemeinen liegen ihre Kulminationspunkte zwischen 6% und 10%, nur ausnahmsweise werden 12% erreicht. Im Hermannsburger Gebiete hatte die Fichte eine größere Ausbreitung, sie kulminierte hier mit 21% (Hesmer 1932).

Neben dem von Hesmer pollenanalytisch nachgewiesenen natürlichen Fichtenvorkommen bei Hermannsburg, einem vereinzelten örtlichen im Wesergebiet (Overbeck & Schmitz 1931) und dem in unseren Gebieten, liegen bislang keine weiteren pollenanalytischen Nachweise für ein natürliches Fichtenvorkommen im nordwestdeutschen Flachlande vor. Durch archivalen Nachweis und Funde sind von Dengler eine Reihe von Orten festgestellt, die ein natürliches Fichtenvorkommen haben (Dengler 1912). Für das nordwestdeutsche Flachland kommt er zu folgendem Ergebnis „Die Fichte verhält sich im nordwestdeutschen Flachlande ähnlich wie die Kiefer und ist meist mit ihr zusammen nur in geringem Umfange urwüchsig. Die betreffenden Standorte sind meistenteils moorige und anmoorige Flächen im südlichen Teile dieses Gebietes. Wenn auch vielfach verstreut, gruppieren sie sich doch zu einem besonderen Gebiete zusammen, daß etwa durch die Punkte Gifhorn, Neustadt am Rübenberge, Dümmer See, Diepholz, Ehrenburg, Rethen an der Aller, Stellichte, Müden, Ebsdorf, Diesdorf, Gifhorn, (Drömling) abzugrenzen ist" (Dengler 1912, S. 70). Für den Drömling, der von Dengler in Frage gestellt wird, ist von mir pollenanalytisch ebenfalls ein natürliches Fichtenvorkommen nachgewiesen. Pollenanalytische Nachweise für die Fichteninsel sind somit für Hermannsburg und den südöstlichen Rand erbracht. Eingeschränkt wird sie durch Untersuchungen aus dem westlichen Teile, wo bei Uchte und dem Wiehengebirge für ein natürliches Vorkommen der Fichte keine Bestätigung gefunden wurde (Hesmer 1932 c, Pfaffenberg 1933).

Die Fichtenkurve in unserem Gebiete gibt keinen Anlaß für die Annahme, daß ein größerer Vorstoß der Fichte während der postglazialen Zeit ins nordwestdeutsche Flachland erfolgte. Dengler glaubt in dem isolierten und zerstreuten Vorkommen der Fichte in diesem Gebiet, den Rest einer ehemaligen größeren Ausbreitung annehmen zu müssen. Wenn das der Fall gewesen

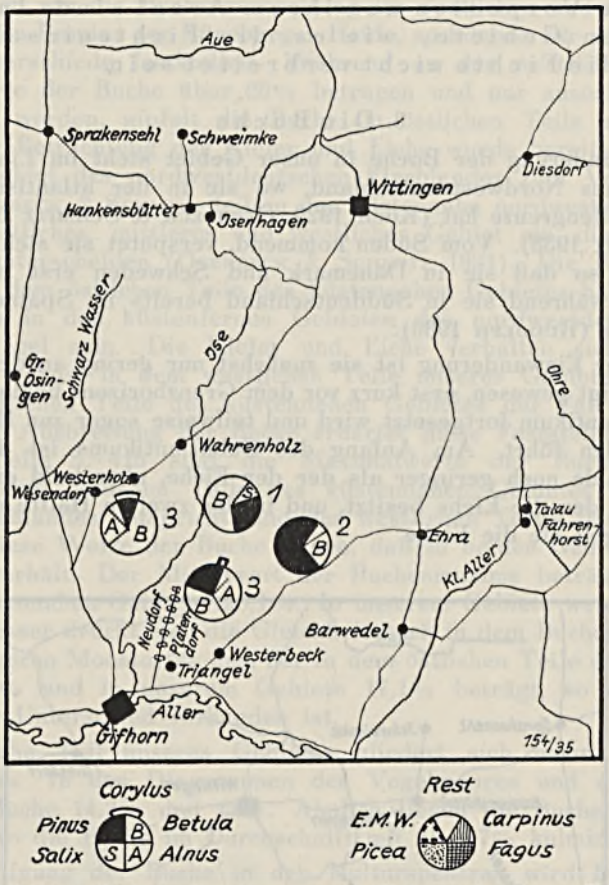


Abb. 17. Kiefern-Birkenzeit. 1 = erste Birkenzeit. 2 = Kiefernzeit. 3 = zweite Birkenzeit

wäre, hätte es im Pollenbilde einen Niederschlag finden müssen. Die Fichte scheint in der postglazialen Zeit kaum über ihre heutige Verbreitung ins norddeutsche Flachland vorgestoßen zu sein. Die einzige Arbeit, die hierüber Auskunft zu geben vermag, ist die von Frenzel aus Sachsen, durch das die nördliche Verbreitungsgrenze der Fichte läuft. Frenzel nimmt zwar an, daß im Atlantikum die Fichte über ihre heutige Grenze nordwärts vorgestoßen sei (Frenzel 1930), im Subatlantikum werden aber ähnliche Werte erreicht, so daß sich die Ausbreitung der Fichte im norddeutschen Flachlande nach ihrer Einwanderung kaum geändert haben wird. Zu einer ähnlichen Auffassung ist bereits Hein gelangt, die auch vermutet, daß die Frequenz der Fichte seit dem Atlantikum keinen Veränderungen unterworfen gewesen ist. „Seit dem Atlantikum kommt die Fichte dann, wie schon erwähnt, auch in der Mark Brandenburg vor. Seit dieser Zeit hat es stets wenige weit nach Norden vorgeschobene Fichtenposten gegeben" (Hein 1931, S. 59). Das deckt sich durchaus mit dem Verhalten der Fichte in unserem Gebiete, so daß anzunehmen ist, daß das Fichtenvorkommen im norddeutschen

Flachlande Vorposten aus ihrem Areal sind. In einem geschlossenen Gebiete, wie es die Fichteninsel darstellt, aber wird die Fichte nicht verbreitet sein.

8. Die Buche

Die Einwanderung der Buche in unser Gebiet steht im Einklang mit den Ergebnissen aus Nordwestdeutschland, wo sie in der atlantischen Zeit ihre empirische Pollengrenze hat (Koch 1929, Overbeck & Schmitz 1931, Schröder 1930, Schubert 1933). Vom Süden kommend, verspätet sie sich im nördlichen Mitteleuropa, so daß sie in Dänemark und Schweden erst in der Bronzezeit eintrifft, während sie in Süddeutschland bereits im Spätneolithikum eingewandert war (Rudolph 1930).

Nach ihrer Einwanderung ist sie zunächst nur gering an dem Aufbau des Waldes beteiligt gewesen, erst kurz vor dem Grenzhorizont beginnt ihr Anstieg, der im Subatlantikum fortgesetzt wird und teilweise sogar zur Herrschaft über alle Baumpollen führt. Am Anfang des Subatlantikums ist der Anteil der Buche im Walde noch geringer als der der Eiche, aber bald erreicht sie den Mengenanteil, den die Eiche besitzt, und in der zweiten Hälfte des Subatlantikums überflügelt sie die Eiche.

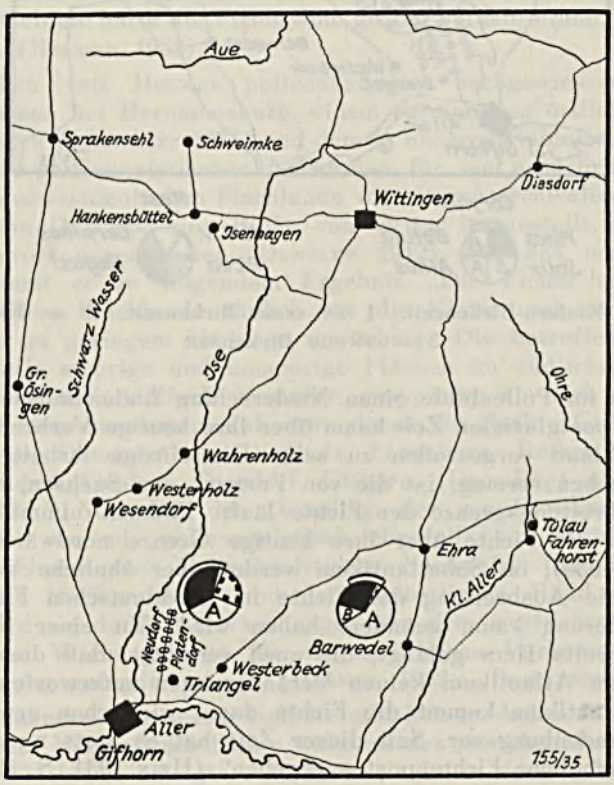


Abb. 18. Kiefern-Haselzeit

Vergleichen wir die Buchenausbreitung im westlichen und östlichen Teile des südöstlichen Randes der Lüneburger Heide, so können wir auch hier wieder regionale Unterschiede feststellen. Während an der westlichen Flanke die höchsten Werte der Buche über 20% betragen und nur ausnahmsweise 20% unterschritten werden, gipfelt die Buche im östlichen Teile mit 14,2% und 12%. Bei der Betrachtung der Kiefer und Eiche wurde bereits mehrfach das küstennahe Gebiet des nordwestdeutschen Flachlandes zum Vergleich herangezogen. Overbeck & Schmitz teilten das küstennahe nordwestdeutsche Flachland in ein östliches, mittleres und westliches Gebiet ein, die sich regional voneinander unterscheiden (Overbeck & Schmitz 1931). Die Beteiligung, die die Bäume in dem östlichen Teile des küstennahen Gebietes haben, wird sehr wahrscheinlich in den küstenfernen Gebieten des nordwestdeutschen Flachlandes die Regel sein. Die Kiefer und Eiche verhalten sich, wie bereits nachgewiesen wurde, in dem westlichen Teile unseres Gebietes ähnlich, wie es in dem östlichen Teile des küstennahen Gebietes der Fall ist. Ein Vergleich mit der Ausbreitung der Buche erhärtet diese Feststellung noch mehr. Auf der Tabelle S. 415 sind die Maximalwerte der Buche östlich der Wörpe, das dem östlichen Teile des küstennahen Gebietes des nordwestdeutschen Flachlandes entspricht, und des westlichen Teiles unseres Gebietes angegeben. Diese Werte der Buche zeigen, daß in beiden Gebieten die Buche sich ähnlich verhält. Der Mittelwert der Buchenmaxime beträgt im östlichen Teile des küstennahen Gebietes 26,1%. In unserem Gebiete weist dieser Wert 24,4% auf. Besser drückt sich die Gleichheit noch in dem Buchendurchschnittswerte des jüngeren Moostorfes aus, der in dem östlichen Teile des küstennahen Gebietes 17,7% und in unserem Gebiete 17,1% beträgt, so daß kaum ein nennenswerter Unterschied vorhanden ist.

Der östliche Teil unseres Gebietes gliedert sich mehr dem östlichen Binnenlande an. In den Diagrammen des Vogelmoores und der Zuschneide erreicht die Buche 14,2% und 12%. Ähnlich liegen die Buchenwerte in Ostdeutschland, wo die Buche im Durchschnitt mit 12—17% kulminiert.

Die Beteiligung der Buche in den Kulturspektren wird bei der Rekonstruktion der Urlandschaft erörtert.

9. Die Hainbuche

Die Hainbuche wandert als letzte in unser Gebiet ein und verdankt wie die Buche dem zunehmenden atlantischen Klima ihre größte Ausbreitung in Mitteleuropa. Sie hat ihre empirische Pollengrenze kurz vor dem Kontakt zwischen dem älteren und jüngeren Sphagnumtorf und gewinnt ihren stärksten Anteil im Subantlantikum. Ähnlich verhält sich die Hainbuche in Nordwest- und Nordostdeutschland (von Bülow 1928a und e, Gams & Ruoff 1929, Koch 1929, Overbeck 1928, Overbeck & Schmitz 1931, Schmitz 1929, Schröder 1930, 1931, Schubert 1933).

Den höchsten Stand besitzt die Hainbuche in unserem Gebiete im Großen Moore, wo sie im Diagramm 1 mit 21,6% kulminiert und so den höchsten bisher bekanntgewordenen Wert in Westdeutschland erreicht. Auffallend ist, daß sich die höchsten Werte im östlichen Teile des Großen Moores befinden (Diagramm 1 und 2) und im westlichen Teile (Diagramm 3 und 4) 8% nicht überschritten werden. Dieser Unterschied findet sehr wahrscheinlich darin seine Erklärung, daß die Hainbuche das Aller-Urstromtal nicht in allen

Teilen besiedelte, sondern lokal gebunden war. Daß das Allertal aber von der Hainbuche (*Querceto-Carpinetum* in der Subassoziation *Stachys silvatica*) besiedelt wurde, wie Tüxen annimmt (Tüxen 1929), beweisen die hohen Hainbuchenprozente des Großen Moores, das dem Allertal am nächsten liegt. Alle anderen Moore unseres Gebietes haben geringere Hainbuchenwerte. Den geringsten Anteil an der Hainbuchenvertretung besitzen die östlich gelegenen Moore, die sich wieder dem östlichen Binnenlande nähern.

Die Hainbuche verhält sich in den Kulturspektren wie die Buche, indem auch sie in der Regel abnimmt.

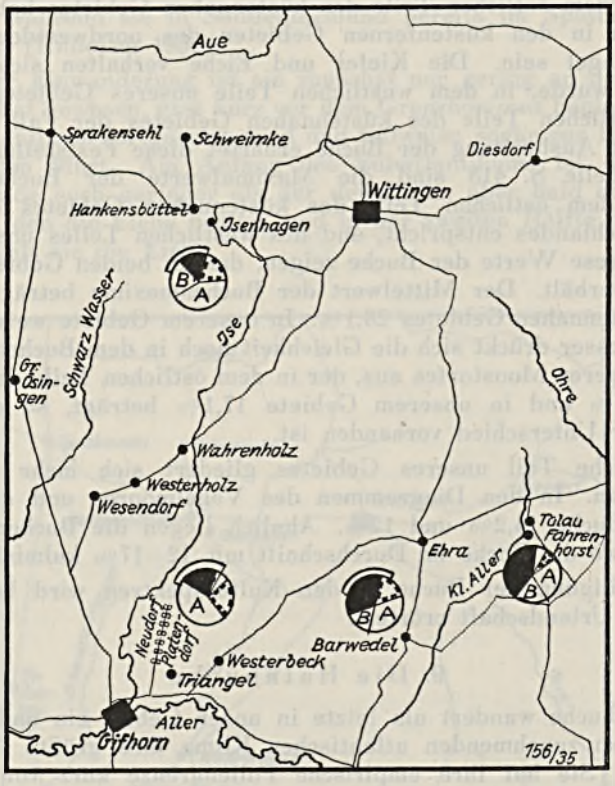


Abb. 19. Eichenmischwald-Haselzeit

10. Die waldgeschichtlichen Zeiten

Bei der kurzen Zusammenfassung der waldgeschichtlichen Entwicklungsphasen werden in den Klammern die Blytt-Sernander'schen Bezeichnungen, die prähistorischen und die historischen Zeiten hinzugefügt. Die Klimate, die mit dem Blytt-Sernander'schen Schema ursprünglich verbunden waren, sollen bei unserer Zusammenstellung fortfallen.

a) Erste Birkenzeit: Birke, Kiefer und Weide beherrschen das Pollenbild; die Birke und Weide haben ihre größte Ausbreitung; die wärmeliebenden Bäume sind teilweise sporadisch vertreten (praeboreal, etwa 10 000—12 000 v. Chr.). Abb. 17.

b) Kiefernzeit: Die Kiefer hat ihren höchsten Stand; Weide und Birke lassen nach; die Weide erscheint von nun an sporadisch (praeboreal). Abb. 17.

c) Zweite Birkenzeit: Erneuter Vorstoß der Birke; starker Anstieg der Erlenkurve; empirische Pollengrenze der Hasel und der Eichenmischwaldbildner; Abfall der Kiefernkurve (Übergang vom Praeboreal zum Boreal, etwa 8000 v. Chr.). Abb. 17.

d) Kiefern-Haselzeit: Zweite Kulmination der Kiefer und die erste der Hasel (erste Kulmination der Hasel in den Diagrammen 1, 2 und 11); beginnende Ausbreitung des Eichenmischwaldes; in den Diagrammen des Großen Moores erreicht der Eichenmischwald zur Zeit des ersten Haselgipfels bereits hohe Prozente; die Ulme kulminiert vor der Linde und diese vor der Eiche; am Ende des Boreals beginnt die empirische Pollengrenze der Fichte (boreal, Mesolithikum, etwa 7800—5000 v. Chr.). Abb. 18.

e) Eichenmischwald-Haselzeit: Ausbreitung des Eichenmischwaldes, aber bereits mit stärkerem Vorherrschen der Eiche; zweite Kulmination der Hasel; Einwanderung der Buche (3000 v. Chr.); absolute und ausgangs empirische Pollengrenze der Hainbuche; die Fichte breitet sich etwas mehr aus; im Westen verliert die Kiefer viele Standorte, im Osten dagegen be-

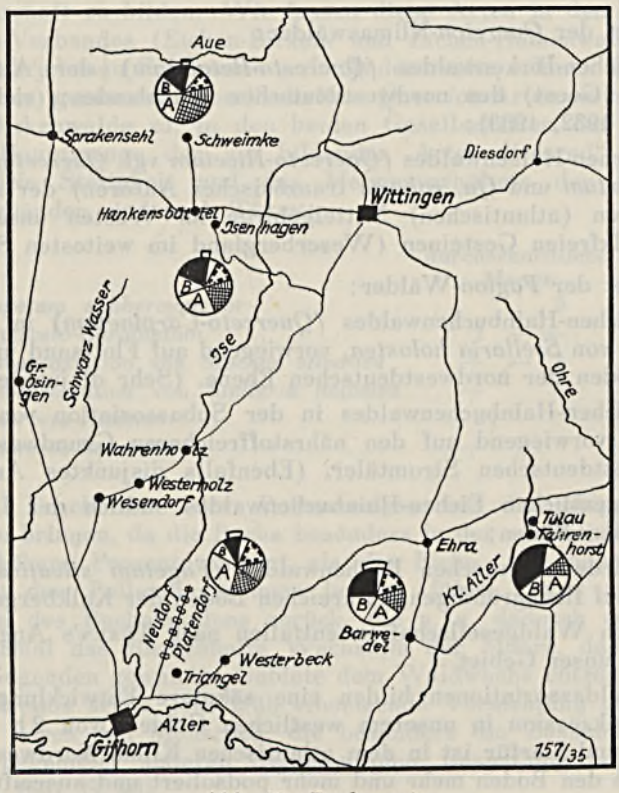


Abb. 20. Buchenzeit

hauptet sie sich in größeren Beständen; am Ende des Atlantikums sinkt die Haselkurve und die der Buche steigt langsam an (atlantisch, Neolithikum, Bronzezeit, 5000—500 v. Chr.). Abb. 19.

f) Buchenzeit: Kulmination der Buche und Hainbuche; die Fichtenkurve steigt wieder etwas an; der Eichenmischwald ist fast zum reinen Eichenwald geworden; die Eichenkurve ist sprunghaft und etwas tiefer liegend (subatlantisch, Eisenzeit, 500 v. Chr.). Abb. 20.

g) Kulturzeit: Buche und Hainbuche verlieren viele Standorte; die Erlenkurve liegt etwas tiefer; Kiefer (sekundärer Kiefernanstieg), Hasel und Eiche gewinnen wieder an Ausbreitung (Beginn des sekundären Kiefernanstiegs = 1000—1200 n. Chr., gut ausgeprägte Kulturspektren 1600—1800 n. Chr.).

11. Versuch der Rekonstruktion der Urlandschaft

Durch die Pollenanalyse erfahren wir wohl, in welcher Reihenfolge die einzelnen Bäume einwandern, und welche Ausbreitung sie besessen haben, aber wir wissen nicht genau, wie die Waldassoziationen ausgesehen haben. Diese Frage kann nur mit der Hilfe der Pflanzensoziologie gelöst werden. Darum soll versucht werden, auf Grund der Untersuchungen von Tüxen die ehemaligen Wälder unseres Gebietes etwas näher zu charakterisieren. Für Nordwestdeutschland stellt Tüxen folgende Waldassoziationen auf (Tüxen 1929):

1. Das Gebiet der *Quercion*-Klimaxwälder:
   a) des Eichen-Birkenwaldes *(Querceto-Betuletum)* der Altmoränenlandschaft (Geest) des nordwestdeutschen Flachlandes; (siehe unten und Tüxen 1932, 1933);
   b) des Eichen-Hülsenwaldes *(Querceto-Ilicetum* vgl. *Quercetum sessiflorae, Qu. mixtum* und *Qu. roboris* französischer Autoren) der niederschlagsreicheren (atlantischen) Mittelgebirge im Westen unseres Gebietes auf kalkfreien Gesteinen (Weserbergland im weitesten Sinne).
2. Das Gebiet der *Fagion*-Wälder:
   a) des Eichen-Hainbuchenwaldes *(Querceto-Carpinetum)* in der Subassoziation von *Stellaria holostea,* vorwiegend auf Flottsand und Geschiebelehmböden der nordwestdeutschen Ebene. (Sehr disjunktes Areal.);
   b) des Eichen-Hainbuchenwaldes in der Subassoziation von *Stachys silvatica,* vorwiegend auf den nährstoffreicheren Grundwasserböden der nordwestdeutschen Stromtäler. (Ebenfalls disjunktes Areal.);
   c) des eigentlichen Eichen-Hainbuchenwaldes südlich der Lößgrenze auf trockenen Böden;
   d) des nordwestdeutschen Buchenwaldes *(Fagetum silvaticae subhercynicum)* auf flachgründigen, kalkreichen Böden der Kalkberge.

Von diesen Waldgesellschaften entfallen nach Tüxen's Angaben 1 a, 2 a, 2 b und 2 c in unser Gebiet.

Diese Waldassoziationen bilden eine säkulare Entwicklungsreihe, deren progressive Sukzession in unserem westlichen Gebiete von 2 b nach 1 b verläuft. Der Grund hierfür ist in dem atlantischen Klima Nordwestdeutschlands zu suchen, das den Boden mehr und mehr podsoliert und ausreift.

Nach Tüxen's neueren Untersuchungen schließt die Entwicklungsreihe nicht mit dem Eichen-Birkenwald *(Querceto-Betuletum)*, sondern mit dem Eichen-Hülsenwald *(Querceto-Ilicetum)* ab (Tüxen 1932, 1933). Der Eichen-Birkenwald ist nicht klimatisch bedingt, sondern geologisch-petrographisch und stellt darum einen Paraklimax, d. h. Scheinklimax dar. „Die allermeisten Flächen der sandigen Ablagerungen der Eiszeit dagegen waren von Anfang an durch die Art ihrer geologischen Entstehung so arm an den genannten Stoffen (Kalk und Koloiden), daß sie gleichmäßig über weite Entfernungen von Westen nach Osten heute ohne Rücksicht auf klimatische Abweichungen den gleichen, also nicht klimatisch, sondern geologisch-petrographisch bedingten Wald, den Eichen-Birkenwald *(Querceto-Betuletum)* tragen, bzw. heute dessen menschlich geschaffene Degrations- oder Ersatzgesellschaften besitzen." (Tüxen 1932, S. 20—21).

Über die Beteiligung der Buche und Eiche in diesen Verbänden schreibt Tüxen: „Die Betrachtung der oben gegebenen Listen zeigt sehr deutlich in der Reihenfolge vom *Querceto-Betuletum* zum *Fagetum* ein ständiges Zunehmen der Fagionarten, die im Eichen-Birkenwalde (sowohl in bezug auf Menge als auf Stetigkeit) nur ganz sporadisch vorkommen, die im Eichen-Hülsenwalde etwas zahlreicher sind, die in den verschiedenen Gesellschaften des *Querceto-Carpinetums* stufenweise an Bedeutung gewinnen, um im *Fagetum* neben einer gewissen Zahl von Begleitern den Kern der Artenkombination dieser Gesellschaft zu bilden. Wir fassen diese Arten in den Gesellschaften des *Quercion*-Verbandes (Eichen-Birken- und Eichen-Hülsenwald) als Relikte der oben beschriebenen Sukzession auf. Andererseits nehmen in der gleichen Reihenfolge der genannten Gesellschaften *Quercion*-Arten vom *Fagetum* bis zum Eichen-Birkenwalde zu, in den beiden Gesellschaften des *Quercion*-Verbandes die Hauptmenge der sie bildenden Arten liefernd" (Tüxen 1929, S. 49—50). Die Stetigkeit und das Mengenverhältnis der Buche in den einzelnen Verbänden sind nach Tüxen:

	durchschnittliche Menge	Stetigkeit
Fagetum subhercynicum	5	100
Querceto-Carpinetum	1 — +	75
Subassoziation von *Stachys silvatica*	+ — 1	63
Subassoziation von *Stellaria holostea*	+	50
Querceto-Ilicetum	3	82
Querceto-Betuletum	+	64

Mit den Ergebnissen der Pollenanalyse ist die obige Liste nicht in Einklang zu bringen, da die Buche besonders in der zweiten Hälfte des Subatlantikums höhere Prozente besitzt als die Eiche. Die hohen Werte, die die Buche in den Pollendiagrammen besitzt, führt Tüxen auf eine Überrepräsentation des Buchenpollens zurück, die u. a. dadurch entstanden sein soll, daß „einmal das flächenhafte Wachstum der Moore, das mit der Zeit in manchen Gegenden gewaltige Gebiete dem Waldwuchs entzog, und andererseits die zweifellos schon sehr früh einsetzende Vernichtung gewisser Waldassoziationen durch den Menschen, die besonders die Zusammensetzung des Pollenbildes gegenüber anderen Gebieten ohne Besiedlung beeinflußt haben muß" (Tüxen 1931, S. 90).

Für unser Gebiet trifft der erste Punkt nur teilweise zu, da das ausgedehntere Moorwachstum vor die Zeit der hohen Buchenprozente fällt. Beachtlicher ist der zweite Punkt. Die kulturfreundlichen Eichen-Mischwälder, Eichen-Birkenwälder, allerdings auch die Eichen-Hainbuchenwälder werden zuerst unter den Einflüssen des Menschen gelitten haben, während die Eichen-Hainbuchenwälder in der Subassoziation *Stachys silvatica,* die das Allertal an ihnen zusagende Stellen besiedelt haben werden, siedlungsunfreundlich waren. Es müßte demnach dieser Wald den Buchenpollen überrepräsentiert haben; jedoch ist es sehr unwahrscheinlich, daß diese Auslegung genügt, um die hohen Buchenwerte zu erklären.

Den Sturz der Buchenkurve in den Kulturspektren führt Tüxen auf die Ausreifung des Bodens zurück, die dem Endglied der Entwicklungsreihe, dem Eichen-Hülsen-Klimaxwald, das Übergewicht über die Buche gab. Die Pollenanalytiker erklären die schnelle Abnahme der Buche durch menschliche Einflüsse. Die Buche liebt schwere Böden, die landwirtschaftlich sehr wertvoll sind und darum fast alle unter den Pflug genommen wurden, so daß die Buche mehr verdrängt wurde als die Eiche, die sich mit weniger guten Böden genügt.

Für unser Gebiet kommen folgende Waldassoziationen der Kulturlandschaft in Betracht, die durch eingehendere floristisch-soziologische Studien ergänzt und verfeinert werden müssen: Der Eichen-Birkenwald *(Querceto-Betuletum)* auf Altmoränen und Sander, der Eichen-Hainbuchenwald *(Querceto-Carpinetum)* auf Flottsande, Löße und Geschiebemergel, der Eichen-Hainbuchenwald *(Querceto-Carpinetum* in der Subassoziation *Stachys silvatica)* im Allertal und das *Alnetum* in den Sumpfniederungen. Die Waldassoziationen der diluvialen Hochfläche werden im Osten bereits mehr durch den Waldverband der Kiefer ersetzt, als das im Westen der Fall ist. Auf den moorigen und anmoorigen Böden kommt hierzu noch die Fichte, die sich nach ihrer Einwanderung am Ende der Kiefern-Haselzeit bei uns gehalten hat.

Heute beherrschen an vielen Stellen Kiefer und Heide das Landschaftsbild, während die Laubwälder nur noch gering vertreten sind. Die starke Ausbreitung der Kiefer und Heide beruht auf menschliche Einflüsse. Um zum schnellen Ertrag zu gelangen, bevorzugt die moderne Forstwirtschaft die schnellwüchsigen Nadelhölzer und verdrängt so mehr und mehr die langsamwachsenden Laubbäume. Außerdem ist in den vorigen Jahrhunderten mit den Laubwäldern des nordwestdeutschen Flachlandes Raubbau getrieben, dem nicht nur diese Wälder zum Opfer gefallen sind, sondern auch vielfach zu einer Degeneration des Bodens führte (Graebner 1925, Tüxen 1929, Wagner 1930). Als die Laubwälder entfernt waren, unterließ man es sehr oft, neu aufzuforsten oder den frei gewordenen Boden in landwirtschaftliche Benutzung zu nehmen. Dadurch erhielt die Heide die Möglichkeit, viele neue Standorte zu erobern.

Eine vollkommene Klärung über die Waldgesellschaften der Urlandschaft konnten meine Ausführungen nicht bringen. Zwischen der Pollenanalyse und der Pflanzensoziologie bestehen noch mancherlei Widersprüche, die wegen der Jugend beider Disziplinen im Augenblick nicht gelöst werden können. Vor allem liegt kaum eine Arbeit mit einer eingehenden Verknüpfung beider Untersuchungsergebnisse vor. Für eine solche Arbeit schlägt Tüxen vor, in enggefaßten Gebieten alle Moore, auch die kleinsten pollenanalytisch zu unter-

suchen. Weiter müssen dazu herangezogen werden „1. Karte der heutigen Vegetationseinheiten (Kulturlandschaft); 2. Karte der Bodenarten und -typen; 3. Klimakarten. Mit Hilfe dieser und der morphologischen Karte ist es auf Grund der Kenntnis der Klimax-Verhältnisse und der säkularen Sukzessionen möglich, den menschlichen Einfluß auszuschalten und 4. die Karte der natürlichen Vegetationseinheiten (Naturlandschaft der Gegenwart) zu zeichnen" (Tüxen 1931, S. 86). Den menschlichen Einfluß zu eliminieren, ist nicht leicht. Dieser wird weiter zurückreichen, als bislang angenommen wird. Wir sahen bereits, daß nicht nur das oberste Spektrum Kulturverhältnisse zeigt, sondern diese schon früher, gewöhnlich zwei Spektren vorher, auftreten. Die menschliche Einwirkung auf den Wald muß aber noch früher eingesetzt haben, da der Mensch des Neolithikums bereits begann, den Acker zu bewirtschaften. Natürlich wird dieser Einfluß anfangs gering gewesen sein, ist aber mit der Vervollkommnung der Geräte immer größer geworden.

VI. Zusammenfassung

1. Mit Ausnahme des Quellmoores haben sämtliche Moore sowohl Flachmoor- als auch Hochmoortorfe.

2. Der ältere Sphagnumtorf ist primär gebildet.

3. Die Entstehung des Grenzhorizontes unterliegt zeitlich wohl geringen Schwankungen, er kann aber trotzdem als Vergleichshorizont herangezogen werden, da die Hasel und Buche immer dieselbe Tendenz haben.

4. Folgende Waldzeiten konnten festgestellt werden:

Kiefern-Birkenzeit = praeboreal.
Kiefern-Haselzeit = boreal.
Eichenmischwald-Haselzeit = atlantisch.
Buchenzeit = subatlantisch.
Kulturzeit.

5. Aus dem Verhalten der Kiefer, Eiche und Buche ist ersichtlich, daß das südöstliche Randgebiet der Lüneburger Heide ein klimatisches Übergangsgebiet ist.

6. Die Westgrenze der Kiefer liegt weiter im Westen, als Dengler annimmt. Die Kieferninsel konnte nicht nachgewiesen werden. Im nordwestdeutschen Flachlande hat sich die Kiefer nach ihrem Rückzuge im Atlantikum in geringen Beständen an vielen Orten gehalten.

7. Die Fichten im norddeutschen Flachlande müssen als Vorposten aus ihrem Areal betrachtet werden. Sie stocken hier in den meisten Fällen auf moorigen oder anmoorigen Böden. In einem geschlossenen Gebiet, wie es die Fichteninsel Dengler's darstellt, wird das Vorkommen der Fichte in Norddeutschland nicht beschränkt sein.

I. Einige Maximalwerte der Hasel im norddeutschen Flachlande

1. Unser Gebiet

Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 1	44,0%
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 2	42,4%
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 3	54,0%
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 4	48,0%
Ochsenmoor	Diagramm 7	24,7%
Ochsenmoor	Diagramm 8	28,0%
Schweimker Moor	Diagramm 9	20,7%
Vogelmoor	Diagramm 10	36,7%
Vogelmoor	Diagramm 11	24,7%
Zuschneide	Diagramm 12	5,3%
Quellmoor	Diagramm 13	14,7%

2. Das küstennahe Gebiet des nordwestdeutschen Flachlandes (Overbeck & Schmitz 1931, Schröder 1930, 1931, Schubert 1933):

Tannenhauser Moor	136,0%
Stapeler Moor	100,0%
Lilkendey 1	107,0%
Dannenberg	48,0%
Neudorfer Moor	45,5%
Weinkaufsmoor	38,0%
Huxfeld	24,0%
Buchholz	12,7%
Heisternest	9,0%
Worpswede	40,0%
Wörpedahl	30,0%
Tarmstedter Moor	12,0%
Langenmoor	41,3%
Ostendorfer Deich	307,0%
Balbecksteile	11,9%
Oderquarter Moor	27,3%

3. Schleswig-Holstein (Tidelski 1929):

425,0%

4. Münsterland (Koch 1929):

Velen „Weißes Venn“	245,0%
Maria Veen „Röten Veen“	40,0%
Emsdetten	28,0%

5. Lutter Moor bei Hermannsburg (Hesmer 1932):

51,0%

6. Brandenburg (Hein 1931):

Bohrung 1	49,0%
Bohrung 4	21,0%
Bohrung 7	77,0%
Bohrung 9	4,0%

7. Pommern (von Bülow 1928 a und e):

Kieshofer Moor	91,4%
Valmer Mösse	76,0%
Große Mösse	45,0%

II. Einige Maximalwerte der Eiche im norddeutschen Flachlande

1a) Der westliche Teil unseres Gebietes:

Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 1	24,8%	(atlantisch)
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 2	23,2%	(atlantisch)
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 3	27,3%	(atlantisch)
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 4	24,0%	(subatlantisch)
Ochsenmoor	Diagramm 7	20,7%	(subatlantisch)
Ochsenmoor	Diagramm 8	19,2%	(subatlantisch)
Schweimker Moor	Diagramm 9	18,4%	(subatlantisch)

1b) östlich der Wörpe (Overbeck & Schmitz 1931):

Dannenberg	21,3%	(subatlantisch)
Huxfeld	12,0%	(am Grenzhorizont)
Buchholz	16,0%	(atlantisch)
Weinkaufsmoor	16,1%	(atlantisch)

1c) Wiehengebirge (Pfaffenberg 1930):

Hustedt	17,1%	(atlantisch)
Uchte	16,8%	(atlantisch)
Hahnenkamp	14,7%	(atlantisch)
Nettelstedt	17,0%	(atlantisch)

2a) Der östliche Teil unseres Gebietes

Vogelmoor	Diagramm 10	20,7%	(atlantisch)
Vogelmoor	Diagramm 11	12,7%	(atlantisch)
Zuschneide	Diagramm 12	8,0%	(atlantisch)
Quellmoor	Diagramm 13	8,7%	(atlantisch)

2b) Pommern (von Bülow 1928 a und e):

Kieshofer Moor	12,0%	(atlantisch)
Valmer Mösse	20—24,0%	(atlantisch)
Große Mösse	13,5%	(atlantisch)

2c) Brandenburg (Hein 1931):

Plagefenn	20,0%	(atlantisch)

III. Einige Maximalwerte der Buche im norddeutschen Flachlande

1a) Der westliche Teil unseres Gebietes:

Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 1	27,2%
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 2	24,7%
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 3	32,0%
Großes Moor bei Gifhorn	Diagramm 4	19,0%
Ochsenmoor	Diagramm 7	17,8%
Ochsenmoor	Diagramm 8	22,0%
Schweimker Moor	Diagramm 9	28,7%

1b) östlich der Wörpe (Overbeck & Schmitz 1931):

Dannenberg		25,0%
Huxfeld		20,0%
Buchholz		29,5%
Weinkaufsmoor		14,0%

2a) Der östliche Teil unseres Gebietes

Vogelmoor	Diagramm 10	14,2%
Zuschneide	Diagramm 12	12,0%

2b) Pommern (von Bülow 1928a und e):

Kieshofer Moor	14,0%
Valmer Mösse	11,0%
Große Mösse	14,1%

2c) Brandenburg (Hein 1931):

Plagefenn	12—17,0%

VII. Schrifttum

Andersson, G.: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. — Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, Nr. **8.** Helsingfors 1898.

Andree, R.: Braunschweiger Volkskunde. — Braunschweig 1901.

Ascherson, P. & Graebner, P.: Synopsis der mitteleuropäischen Flora. — Leipzig 1913.

Bertsch, K.: Pollenanalytische Untersuchungen in Oberschwaben. — Mikrokosmos 1925/1926.

— : Blütenstaubuntersuchungen in südwestdeutschen Mooren. — Aus der Heimat, **40.** Stuttgart 1927.

— : Blütenstaubuntersuchungen im Federseegebiet. — Veröffentl. d. staatl. Stelle f. Naturschutz Württembergs, Heft 4. 1928.

Bertram, H.: Exkursionsflora Braunschweigs und des Harzes. — Braunschweig 1908.

Brandes, W.: Flora der Provinz Hannover. — Hannover 1897.

Brinkmann, P.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. III. Das Gebiet der Jade. — Bot. Jahrb. LXVI. 1934.

Buchmann, F.: Flora der nordwestdeutschen Tiefebene. — Leipzig 1894.

— : Kritische Nachträge zur Flora der nordwestdeutschen Tiefebene. — Leipzig 1904.

von Bülow, K.: Moorkunde. — Sammlung Göschen 916. 1925.

— : Zur Klimageschichte der Nacheiszeit in Pommern. — Abh. und Ber. d. Pomm. Naturfr. Ges., **7.** Stettin 1926/1927.

von Bülow & Wendt, L.: Ein Pollendiagramm aus dem Brockengebiet. — Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B. 1927.

von Bülow, K.: Pollenanalytischer Beitrag zur Kenntnis des Kieshofer Moores bei Greifswald. — Abh. und Ber. d. Pomm. Naturfr., **9.** 1928 a.

— : Zur postdiluvialen Klimaentwicklung in Nordwestdeutschland. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **80.** 1928 b.

VON BÜLOW, K.: Grundsätzliches zur Stratigraphie des deutschen Alluviums. — Sitzungsber. d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin. 1928 c.

— : Die deutschen Moorprovinzen. — Dieses Jb., **49.** 1928 d.

— : Drei Pollendiagramme aus Vor- und Ostpommern. — Dieses Jb., **49.** 1928e.

— : Die Bedeutung mikrofloristischer Methoden für die Quartärgeologie. — Sitzungsber. d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin. 1929 a.

— : Allgemeine Moorgeologie. — Berlin 1929 b.

— : Alluvium. — Berlin 1930 a.

— : Zur Frage des Grenzhorizontes. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **82.** 1930 b.

— : Tagesfragen der Moorgeologie. — Abh. d. Nat. Ver. Bremen, **28.** 1931.

BURKHARDT, H.: Die forstlichen Verhältnisse des Königreichs Hannover. — Hannover 1864.

CONVENTZ, H.: Die Fichte im norddeutschen Flachlande. — Ber. d. deutsch. Bot. Ges. **23.** 1905.

— : Bemerkenswerte Fichtenbestände vornehmlich im nordwestlichen Deutschland. — Aus der Natur, **1.** 1905.

DENGLER, A.: Die Horizontalverbreitung der Kiefer. — Neudamm 11, 1904.

— : Neues zur Frage des natürlichen Verbreitungsgebietes der Kiefer. — Zeitschr. f. Forst- und Jagdwesen. 1910.

— : Die Horizontalverbreitung der Fichte (*Picea excelsa*). — Neudamm 11, 1912.

DOKTUROWSKY, W. & KUDRJASCHOW, W.: Schlüssel zur Bestimmung der Baumpollen im Torf. — Geol. Archiv, **3.** 1924.

ERDTMAN, G.: Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren und marinen Sedimenten in Südschweden. — Arkiv för Bot., **17.** 1921.

— : Beitrag zur Kenntnis der Mikrofossilien in Torf und Sedimenten. — Arkiv för Bot., **18.** 1923.

— : Pollenstatistische Untersuchungen einiger Moore in Oldenburg und Hannover. — Geol. Fören. i. Stockholm Förh., **46.** 1924.

— : Studien über die postarktische Geschichte der nordwesteuropäischen Wälder. — Geol. Fören i. Stockholm Förh., **50.** 1928 a.

— : Studies in the postartic history of the forests of northwestern Europe. — Geol. Fören i. Stockholm Förh., **50.** 1928 b.

FISCHER, H.: Beiträge zur vergleichenden Morphologie der Pollenkörner. — Breslau 1890.

FRÜH, J. & SCHRÖDER, G.: Die Moore der Schweiz. — Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Serie **3.** 1904.

FRENZEL, H.: Entwicklungsgeschichte der sächsischen Moore und Wälder seit der letzten Eiszeit. — Abh. d. Sächs. Geol. Landesanst., **9.** 1930.

GAMS, H. & NORDHAGEN, R.: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — Landeskundl. Forsch., Herausgegeben v. d. Geogr. Ges. München, **25.** 1923.

GAMS, H.: Die Ergebnisse der pollenanalytischen Forschung in Bezug auf die Geschichte der Vegetation und des Klimas Europas mit Nachträgen. — Zeitschr. f. Gletscherkunde 1927, 1928, 1929.

GAMS, H. & RUOFF, S.: Geschichte, Aufbau und Pflanzendecke des Zehlaubruches. — Schr. d. Phys., Ökon. Ges. Königsberg, **64.** 1929.

Gradmann, R.: Über die Bedeutung postglazialer Klimaänderungen für Siedlungsgeographie. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **62.** 1910.

Graebner, P.: Klima und Heide Norddeutschlands. — Naturw. Wochenschr., **6.** Berlin 1896.

— : Über die Bildung natürlicher Vegetationsformationen im nordischen Flachlande. — Naturw. Wochenschr., **13.** Berlin 1898.

— : Die Pflanzenwelt Deutschlands. — Leipzig 1909.

— : Pflanzengeographie. — Leipzig 1910.

— : Die natürlichen Veränderungen von Vegetationsformationen und ihre geologischen Reste. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **62.** 1910.

— : Die Entwicklung der deutschen Flora. — Leipzig 1912.

— : Die Heide Norddeutschlands und die sich anschließenden Formationen in biologischer Betrachtung. — Leipzig 1925.

Graf, H.: Das Gifhorner Moor. — Selbstverlag 1914.

Gross, H.: Das Problem der nacheiszeitlichen Klima- und Florenentwicklung in Nord- und Mitteleuropa. — Beih. z. Bot. Zentralblatt, **47.** 1930.

Hausrath, H.: Pflanzengeographische Wandlungen der deutschen Landschaft. — Wissenschaft und Hypothese, **8.** 1911.

— : Der deutsche Wald. — Aus Natur und Geisteswelt 153, 1914.

Hellmann, G.: Wetterkarte der Provinz Brandenburg und Sachsen. — Veröff. d. Preuß. Metero. Inst., Berlin 1913.

— : Der Klimaatlas von Deutschland. — Berlin 1921.

Hein, L.: Beiträge zur postglazialen Waldgeschichte Norddeutschlands. Pollenanalyse aus märkischen Mooren. — Verh. d. Bot. Vers. d. Provinz Brandenburg, **73.** 1931.

Hesmer, H.:Die Waldgeschichte der Nacheiszeit des norddeutschen Berglandes auf Grund von pollenanalytischen Mooruntersuchungen. — Zeitschr. f. Forst- und Jagdwesen 1928.

— : Nachweis des natürlichen Vorkommens der Fichte in der südlichen Lüneburger Heide. — Forstarchiv 1932 a.

— : Waldentwicklungsgeschichtliche Untersuchungen in Norddeutschland. Sammelreferat über 1931 erschienene Arbeiten. — Forstarchiv 1932 b.

— : Die Entwicklung der Wälder des nordwestdeutschen Flachlandes. — Zeitschr. f. Forst- und Jagdwesen 1932 c.

Hoffmeister, J.: Das Klima Niedersachsens. — Wirtschaftswissenschaftl. Gesellschaft z. Studium Niedersachsens. Reihe B., Heft 6, Hannover 1930.

Hueck, K.: Vegetationsstudien am Plötzendiebel bei Joachimsthal. — Beitr. z. Naturdenkmalpflege, **12.** 1928.

Keller, P.: Pollenanalytische Untersuchungen an Schweizer Mooren. — Veröff. d. geol. Inst. Rübel, 5, Zürich 1928.

— : Beiträge zur Kenntnis der nacheiszeitlichen Waldentwicklung in der Ostschweiz. — Beih. z. Bot. Zentralblatt, **45.** 1929.

Knoch, H.: Die Eintrittszeiten der Spät- und Frühfröste in Norddeutschland. — Abh. d. Preuß. Meteor. Inst., **8.**

Koch, H.: Paläobotanische Untersuchungen einiger Moore des Münsterlandes. — Beih. z. Bot. Zentralbl., **46.** 1929.

— : Stratigraphische und pollenfloristische Studien an 3 nordwestdeutschen Mooren. — Planta, **11.** 1930.

— : Ein Profil aus dem Bourtanger Moor als Beispiel zur Moor- und Waldentwicklung an der Mittelems. — Ber. d. Deutsch. Bot. Ges., **52.** 1934.

Lehrmann, Osterburg, Schmidt & Meseberg: Die Altmark und ihre Bewohner. — Stendal 1912.

Lorch, W.: Kryptogamenflora für Anfänger. Bd. 6: Die Torf- und Lebermoose. — Berlin 1921.

Matjuschenko, W.: Schlüssel zur Bestimmung der in den Mooren vorkommenden Carexarten. — Geol. Archiv, **3.** 1924.

Neger, W.: Die Laubhölzer. — Sammlung Göschen 718. 1920.

— : Die Nadelhölzer. — Sammlung Göschen 355. 1927.

Olufsen: Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren. — Mikrokosmos 1924/1925.

— : Anleitung zum Studium fossiler Pollenkörner. — Mikrokosmos 1924/25.

Overbeck, F. & Schmitz, H.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. I. Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems. — Mitteil. d. Provinzialst. f. Naturdenkmalpfl. Hannover 1931.

Overbeck, F.: Studien zur postglazialen Waldgeschichte der Rhön. — Zeitschr. f. Bot., **20.** 1928.

Pfaffenberg, K.: Das Geestmoor bei Blockwinkel. — Dieses Jb. **51.** 1930.

— : Stratigraphische und pollenanalytische Untersuchungen in einigen Mooren nördlich des Wiehengebirges. — Dieses Jb., **54.** 1933.

Pfaffenberg, K. & Hassenkamp, W.: Über die Versumpfung des Waldbodens im Syker Flottsandgebiet. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **29.** 1934.

Potonié, H.: Die Pflanzenwelt Norddeutschlands in den verschiedenen Zeitepochen, besonders seit der letzten Eiszeit. — Sammlung gemeinverständlicher, wissenschaftlicher Vorträge. Hamburg 1886.

— : Das Auftreten zweier Grenzhorizonte innerhalb desselben Hochmoorprofils. — Dieses Jb., **29.** 1908.

— : Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. — Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 55, 1911, 1912.

Potonié, H. & Gothan, W.: Paläobotanisches Praktikum. — Berlin 1913.

Potonié, R.: Spuren von Wald- und Moorbränden in Vergangenheit und Gegenwart — Dieses Jb., **50.** 1929.

Ramann, E.: Einteilung und Bau der Moore. Beziehungen zwischen Klima und dem Aufbau der Moore. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **62.** 1910.

Rudolph, K.: & Firbas, F.: Paläofloristische und stratigraphische Untersuchungen böhmischer Moore. — Beih. z. Bot. Zentralbl., **41.** 1924.

Rudolph, K.: Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas. — Beih. z. Bot. Zentralbl., **47.** 1930.

— : Die natürliche Holzartenverbreitung in Deutschland nach den bisherigen Ergebnissen der Pollenanalyse. — Forstarchiv 1932.

Russow, W.: Zur Anatomie resp. physiologischen und vergleichenden Anatomie der Torfmoose. — Dorpat 1887.

Schmitz, H.: Beiträge zur Waldgeschichte des Vogelsbergs. — Planta, **7.** 1929.

Schoenichen, W.: Mikroskopisches Praktikum der Blütenbiologie. — Leipzig 1922.

Schröder, D.: Pollenanalytische Untersuchungen in den Worpsweder Mooren. Ein Beitrag zur postglazialen Wald- und Klimaentwicklung, insbesondere zur Grenzhorizontfrage. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **28.** 1930.

— : Zur Moorentwicklung Nordwestdeutschlands. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **29.** 1931.

Schubert, E.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. II. Das Gebiet an der Ost- und Niederelbe. — Mitteil. d. Provinzialst. f. Naturdenkmalpfl., **4.** Hannover 1933.

Schulz, A.: Das Klima Deutschlands während der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **62.** 1910.

Stark, E.: Kohlenpetrographisches Praktikum. — Berlin 1928.

Stoller, J.: Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **62.** 1910.

— : Geologischer Führer durch die Lüneburger Heide. — Braunschweig 1918.

— : Geologie der Moore Deutschlands. Nebst einem Anhang: Zur Frage des Grenzhorizontes — Jh. Ber. d. Nieders. Geol. Ver., **17.** 1924.

Thomsen, P.: Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren und lacustrinen Ablagerungen in Estland. — Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1926.

Tidelski, F.: Untersuchungen über spät- und postglaziale Ablagerungen im Becken der kuppigen Grundmoränenlandschaft Schleswig Holsteins. — Arch. f. Hydrobiologie, **20.** 1929.

Tüxen, R.: Über einige nordwestdeutsche Waldassoziationen von regionaler Verbreitung. — Jb. d. Geogr. Ges. 1929, Hannover.

— : Von der Pflanzenwelt des Naturschutzparkes in der Lüneburger Heide. — Leihvortrag d. Ver. Naturschutzpark, Stuttgart 1931.

— : Die Grundlagen der Urlandsforschung. — Nachrichten aus Niedersachsens Urgeschichte, **5.** 1931.

— : Ist die Buche die Nährmutter des deutschen Waldes? — Forstarchiv 1932.

— : Wald- und Bodenentwicklung in Nordwestdeutschland. — Ber. über die 37. Wanderversammlung des Nordwestdeutschen Forstvereins, Hannover 1932.

— : Über Waldgesellschaften und Bodenprofile. 1. Klimaprobleme des nordwesteuropäischen Festlandes. — Nederl. Kruidkundig Archief, **43.** 1933.

Tüxen, R. & Braun-Blanquet, H.: Die Pflanzensoziologie in Forschung und Lehre. — Die Biologie, **1.** 1931/1932.

Wagner, E.: Die Holzversorgung der Lüneburger Saline in ihrer wirtschaftsgeschichtlichen und kulturgeographischen Bedeutung. — Dissert., Kiel 1930.

Weber, C. A.: Über die Vegetation zweier Moore bei Sachsenburg in Westfalen. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **14.** 1897.

— : Beitrag zur Frage nach dem Endemismus der Fichte und Föhre in Nordwestdeutschland während der Neuzeit. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **14.** 1898.

— : Über die Moore, mit besonderer Berücksichtigung der zwischen Unterweser und Unterelbe liegenden. — Jahresb. d. Männer von Morgenstern, **3.** 1900.

— : Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoores von Augstumal im Memeldelta mit vergleichenden Ausblicken auf andere Hochmoore der Erde. — Berlin 1902.

— : Aufbau und Vegetation der Moore Norddeutschlands. — Engler's Bot. Jhb., **40.** 1908.

— : Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit? — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **62.** 1910.

Weber, C. A.: Grenzhorizont und Klimaschwankungen. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **26.** 1926.

— : Grenzhorizont und älterer Sphagnumtorf. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **28.** 1930.

Weber, H. A.: Über spät- und postglaziale lakustrine und fluviatile Ablagerungen in der Wyhraniederung bei Lobstädt und Borna und die Chronologie der Postglazialzeit Mitteleuropas. — Abh. Nat. Ver. Bremen, **24.** 1918.

Wildvang, D.: Das Pollendiagramm des Berumerfehner Moores. — Dieses Jb., **54.** 1933.

— : Versuch einer stratigraphischen Eingliederung der ostfriesischen Marschmoore ins Alluvialprofil und die sich dabei ergebenden Folgerungen in Bezug auf Bodenschwankungen. — Dieses Jb., **54.** 1933.

Urschrift eingegangen am 19. Dezember 1934

Druckauftrag erteilt am 24. Februar 1936

Die Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens

Von Martin Schwarzbach, Breslau

Hierzu 2 Textabbildungen, 3 Tabellen und Taf. 27—29

Inhaltsverzeichnis

Seite

A. Einleitung 423
B. Allgemeiner und stratigraphischer Teil 425
1. Fundorte 425
2. Die Horizontbeständigkeit der oberschlesischen Trilobiten 425
3. Die Eingliederung des Sandsteins von Golonog 428
4. Vergleich mit außerschlesischen Karbongebieten 429
Rußland 429
England 429
Dobschau 430
Allgemeiner Vergleich 430
5. Lebensbedingungen und Einbettungsbedingungen der Trilobiten . . 430
C. Paläontologischer Teil 431
1. Vorbemerkungen, Abkürzungen 431
2. Beschreibungen 432
Phillipsia mucronata M'Coy 432
Phillipsia mucronata var. *subcarinata* n. var. 434
Phillipsia mucronata var. *vasta* n. var. 434
Phillipsia mucronata ? 435
Phillipsia margaritifera F. R. 435
Phillipsia margaritifera var. *conferta* n. var. 436
Phillipsia latilimbata n. sp. 437
Phillipsia latilimbata var. *cunëiformis* n. var. 438
Phillipsia latilimbata var. *insolita* n. var. 438
Phillipsia latilimbata var. *torus* n. var. 439
Phillipsia latilimbata n. sp. ? 439
Phillipsia sp. c. 440
Phillipsia eichwaldi (Fischer) var. *a* n. var. 440
Phillipsia sp. a (aff. *eichwaldi* Fischer) 441
Phillipsia sp. *b* 441
D. Zusammenfassung 442
E. Schriftenverzeichnis 442

A. Einleitung

Im unteren flözführenden Oberkarbon Oberschlesiens (Ostrauer Schichten) treten Schiefertonlagen mit Meeresversteinerungen auf. (Tabelle 1). Seit 1862 F. Roemer zum ersten Mal über diese marinen Horizonte berichtete, ist immer wieder versucht worden, sie für eine faunistische Gliederung der Ostrauer Schichten zu verwenden. Aber die meisten Forscher sind bei dieser Frage, die ja auch für die Praxis bedeutsam ist, zu einem verneinenden oder sehr unbefriedigenden Ergebnis gekommen, zuletzt E. Wirth. Im Ostrauer Revier hat Susta (1928, S. 422) selbst für die beiden äußersten Horizonte „keine wesentlichen Unterschiede" der Fauna feststellen können. In neuerer Zeit haben sich nur Patteisky und Folprecht (1929) etwas hoffnungsvoller geäußert. Bei den bisherigen Bearbeitern stand für die Beurteilung der einzelnen Horizonte meist das Gesamtbild der Fauna im Vordergrund. Von einzelnen Tiergruppen wurden neben den Goniatiten auch die Muscheln (durch Wirth) herangezogen. Die Goniatiten sind aber als Leitversteinerungen viel zu selten, die Muscheln wohl zu wenig veränderlich.

Tabelle 1. Gliederung des flözführenden Oberkarbons in Oberschlesien.

— — — — — — — = wichtige marine Horizonte.

Westf.	Binnen-Gruppe (Karwiner Schichten)	Muldengruppe Sattelgruppe		
			■■■■■■■	Pochhammer- (Sattel-) Fl.
			— — — — — — —	I (ROEMER - GAEBLER-Hor.)
		Porubaer Unterstufe		
	Randgruppe		— — — — — — —	V (BARBARA-Hor.)
	=	Peterswalder Unterstufe		
Namur	Ostrauer Schichten		— — — — — — —	VII (1. ENNA-Hor.)
	(bis 3 200 m mächtig)	Hruschauer Unterstufe		
			— — — — — — —	X (FRANZISKA-Hor.)
		Petrkowitzer Unterstufe		
			— — — — — — —	XVI (STUR-Hor.)

In den folgenden Ausführungen sollen die Trilobiten, die bisher sehr wenig beachtet wurden, auf ihre Brauchbarkeit für die Gliederung der Ostrauer Schichten untersucht werden. Sie haben vor den Goniatiten, die ihnen ja im allgemeinen vorgezogen werden, den Vorteil, daß sie wenigstens in

einzelnen Schichten viel häufiger sind. Freilich sind die marinen Horizonte, die k e i n e Trilobiten führen, vorläufig noch in der Überzahl. Das Ziel dieser Arbeit konnte also n i c h t sein, eine vollständige Trilobitengliederung der Ostrauer Schichten zu erreichen. Vielmehr konnte es sich nur darum handeln, festzustellen, ob wenigstens die trilobitenführenden Horizonte eine Gliederung mit Hilfe der Trilobiten erlaubten.

Diese Aufgabe konnte weitgehend gelöst werden. Als weiteres Ergebnis ergaben sich Ausblicke auf die Eingliederung anderer Schichten (Sandstein von Golonog) und der Vergleich mit anderen Oberkarbongebieten.

Weiterer Stoff wird sicher das eine oder andere Ergebnis verbessern. Zudem ist infolge der gestörten Lagerung die genaue, zahlenmäßige Einstufung der marinen Horizonte, die ja die Grundlage jeder stratigraphischen Forschung ist, vielfach nicht ganz sicher, so daß jede neue Einstufung eine Änderung unserer stratigraphischen Ergebnisse nach sich ziehen kann. Trotzdessen mußte der vorhandene Stoff einmal dargestellt werden, um die Grundlage für weitere Arbeiten bilden zu können, vor allem auch, um dazu anzuregen, mehr als bisher auf die Trilobiten der Ostrauer Schichten zu achten.



Abb. 1. Übersichtskarte der Trilobitenfundorte (×) im oberschlesischen Oberkarbon

——— Nordwestrand des oberschlesischen Steinkohlenbeckens
— — — Landesgrenze
. . . . . ehemalige deutsche Grenze.

An Stoff standen mir vor allem die reichhaltige Sammlung des Breslauer Geologischen Instituts und daneben noch Stücke zur Verfügung, die mir einige der unten genannten Herren zur Einsichtnahme und Bearbeitung überließen. Ich möchte auch hier den Herren danken, durch deren Unterstützung die Arbeit in dem vorliegenden Umfang möglich wurde, in erster Linie Herrn Prof. Bederke in Breslau, der auch die Anregung dazu gab, ferner den Herren Berginspektor Cichy-Schles. Ostrau, Oberberginspektor Dr. Folprecht-Mähr. Ostrau, Oberlandmesser a. D. Museumsdirektor Grundey-Gleiwitz, Bergdirektor Labryga-Gleiwitz, Betriebsleiter Dr. Patteisky-Schles. Ostrau, Markscheider Dr. Schaal-Gleiwitz, Markscheider Schindler-Kattowitz, Bergschullehrer Franz Zimmermann-Waldenburg.

B. Allgemeiner und stratigraphischer Teil

1. Fundorte

Nur wenige der über 20 marinen Horizonte Oberschlesiens führen Trilobiten. Die weitaus meisten stammen aus den Roemer-Horizonten (I), im Ostrauer Revier aus dem Franziska-Horizont (X). In Tab. 2 sind die Fundorte, von denen mir Stücke vorlagen, zusammengestellt; gleichzeitig ist die Zahl der gut erhaltenen Stücke und (in römischen Zahlen) der marine Horizont nach der Zählung Niemczyk's (1929; auch bei E. Wirth 1934 Tab. 1) angegeben. Dabei wurden die Horizonte, die wenige m unter dem Pochhammer- (= Sattel- = Prokop-) Flöz liegen, als Ia angenommen.

Die weitere genaue Einstufung der einzelnen Roemer-Horizonte ist nicht immer sicher. Gaebler's Horizonte in Königshütte liegen 9, 30, 84 und 116 m unter dem Pochhammerflöz (Niemczyk 1929, S. 5/6). Im folgenden sollen rein beschreibend — um sofort ein Bild über die Lage zum Pochhammerflöz zu gewinnen — die Horizonte, die sich nicht recht mit einem der Roemer-Horizonte I^a, I^b, I und 1^d gleichstellen lassen, je nach ihrer Lage zu I^a usw. als I^{ab}, I^{bc} usw. bezeichnet werden. Ob es sich wirklich um weitere, selbständige Horizonte oder aber, was wohl meist anzunehmen ist, um Horizonte handelt, deren stratigraphische Entfernung vom Pochhammerflöz infolge von Störungen nicht richtig bekannt ist, soll uns hier nicht beschäftigen.

Die genaue Lage der Fundschicht ist im paläontologischen Teil, jeweils bei den einzelnen Arten, angegeben. Einen Überblick über die Fundorte gibt Abb. 1.

2. Die Horizontbeständigkeit der oberschlesischen Trilobiten

In Tab. 3 ist die Verteilung der Trilobiten auf die einzelnen Horizonte dargestellt. Es zeigt sich, daß die Horizontbeständigkeit der Trilobiten überraschend groß ist. Die gestachelten Arten der tiefen Horizonte (X) im Ostrauer Revier fehlen völlig in den Roemer-Horizonten (I) und umgekehrt. Auf die Verschiedenheit der Trilobiten im Ostrauer Revier hat bereits Patteisky (1933) hingedeutet. Allerdings durfte nach den bisherigen Kenntnissen dieses Verhalten nicht als allgemein gültig angesehen werden, da F. Roemer (1876) eine *Phill. mucronata*, also eine tiefe Form, aus einem hohen Horizont von Rosdzin abbildete. Diese Angabe ist aber falsch (s. den palaeont. Teil S. 434).

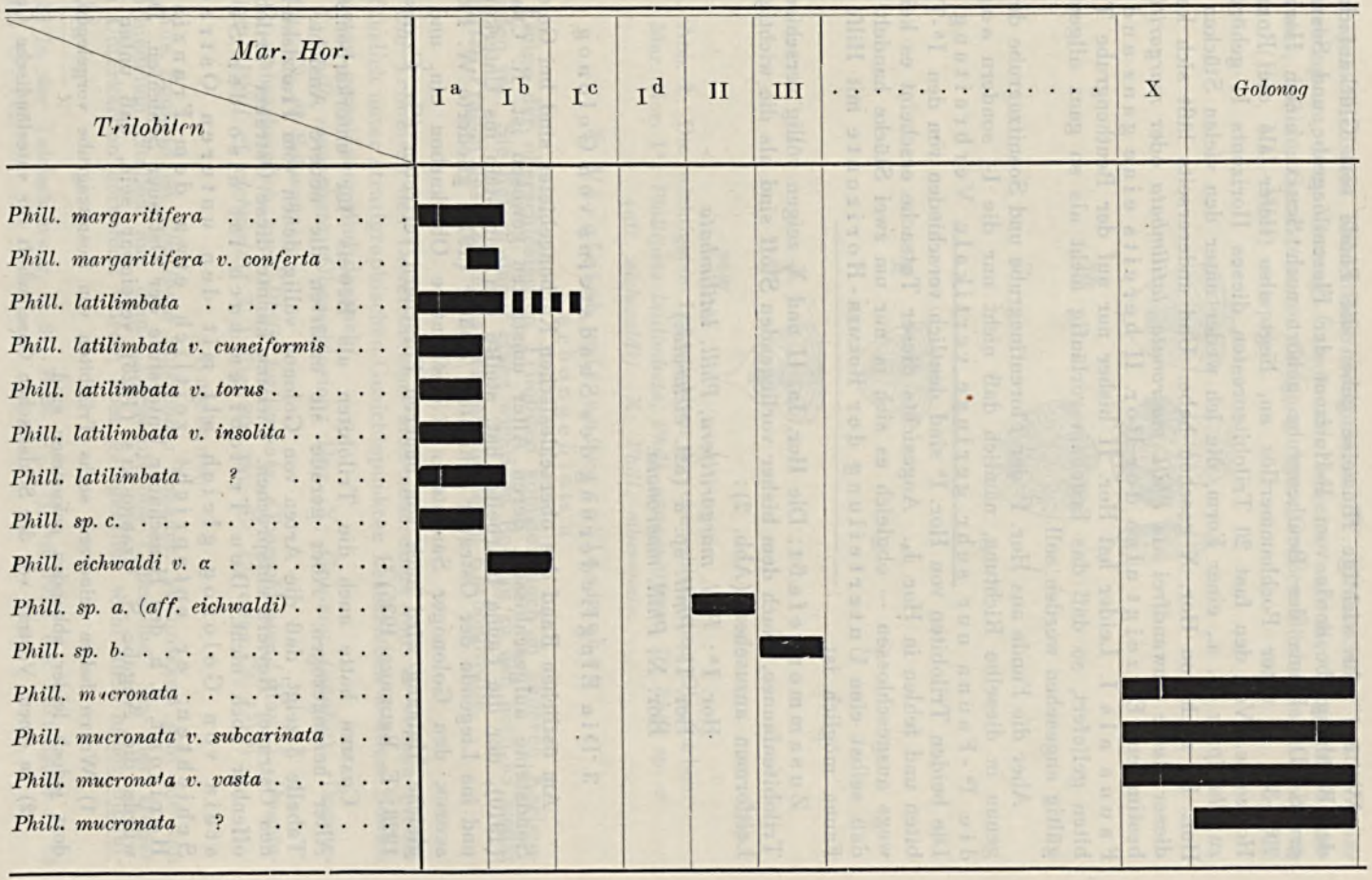
Tabelle 2. Übersicht der oberschlesischen Oberkarbontrilobiten und ihrer Fundorte und Fundschichten.

Die Zahlen 5, 20 usw. geben die Zahl der gut bestimmbaren Stücke an, die mir in Breslau vorgelegen haben.

Phillipsia			*margaritifera*	*margaritifera v. conferta*	*latilimbata*	*latilimbata v. cuneiformis*	*latilimbata v. insolita*	*latilimbata v. torus*	*latilimbata ?*	*sp. c*	*eichwaldi v. a*	*sp. a*	*sp. b*	*mucronata*	*mucronata v subcarinata*	*mucronata v. vasta*	*mucronata ?*
Fundort	Mar. Hor. Nr	m unt. Pochham. Fl.															
Rosdzin	I a	12	5		>20	2	1	2	7	1							
Gräfin Laura Gr. .	I a	16	1		2	1?			1								
Karolinengr. . . .	I a	12			1												
Carnallsfreude . .	I	?	3?		1?						1?						
Königsgr.	I ab	27	1														
Heinitzgr.	I ab	34	3	3	4				1								
Florentinegr. . . .	I b	42									1						
Sosnitzagr.	I b?	70?									1						
Heinitzgr.	I bc	56			1?												
Beuthengr. . . .	II	300										6					
Concordiagr. . .	III	420											1				
Idaschacht	X													1			
Theresienschacht .	X													7	3	2	
Golonog														5	2	1	5

Da die trilobitenführenden Horizonte z. T. inmitten von trilobitenfreien liegen, erscheint die vertikale Verbreitung auf der Tabelle naturgemäß wahrscheinlich kleiner, als sie in Wirklichkeit ist. Immerhin ist zunächst einmal festzuhalten, daß Hor. X und I keine Arten gemeinsam haben. Diese Angabe stützt sich auf eine große Anzahl von Stücken, die — besonders soweit es die Roemer-Horizonte betrifft — von den verschiedensten Fundpunkten stammen. Sie ist außerdem deswegen besonders beweiskräftig, weil sie sich auf sehr leicht kenntliche Formen stützt. *Phil. latilimbata* und *Phill margaritifera* sind leitend für I (und zwar Ia), *Phill. mucronata* für X.

Tabelle 3. Die vertikale Verbreitung der einzelnen Trilobitenformen.



Weitere sehr wichtige Hinweise geben die Funde vom Glückaufschacht der Beuthengrube sowie vom I^b-Horizont der Florentinegrube und Sosnitzagrube. Die Fauna der Beuthengrube gehört nach Schaal einem Horizont 295—300 m unter Pochhammerflöz an, liegt also tiefer als die Roemer-Horizonte. Von den fast 20 Trilobitenresten dieses Horizonts II gehören 6 zu *Phillipsia* sp. a., einer Form, die ich weder unter den vielen Stücken des Hor. I^a, noch von Hor. X gesehen habe. Und andererseits läßt sich keiner dieser Reste einwandfrei als *Phill. mucronata, latilimbata* oder *margaritifera* bestimmen. Es zeigt also der Hor. II bereits eine ganz andere Fauna als I. Leider hat Hor. II bisher nur auf der Beuthengrube Trilobiten geliefert, so daß das Ergebnis vorläufig nicht als so ganz allgemeingültig angesehen werden soll.

Aber die Funde aus Hor. I^b der Florentinegrube und Sosnitzagrube deuten genau in dieselbe Richtung, nämlich daß nicht nur die I-, sondern sogar die I^a-Fauna nur sehr geringe vertikale Verbreitung hat. Die beiden Trilobiten von Hor. I^b sind deutlich verschieden von den I^a-Trilobiten und fehlen in Hor. I_a. Angesichts dieser Tatsache erscheint es keineswegs ausgeschlossen — obgleich es sich ja nur um zwei Stücke handelt[1]) — daß selbst eine Unterteilung der Roemer-Horizonte mit Hilfe der Fauna möglich ist.

Zusammengefaßt: Die Hor. Ia, II und X zeigen völlig verschiedene Trilobitenfaunen. Nach dem bisher vorliegenden Stoff sind als die wichtigsten Leitformen anzusehen (Abb. 2):

Hor. I^a: *Phil. margaritifera, Phill. latilimbata*
Hor. II: *Phill.* sp. a (aff. *eichwaldi*)
Hor. X: *Phill. mucronata.*

3. Die Eingliederung des Sandsteins von Golonog

Am östlichen Rand des oberschlesischen Karbongebietes sind bei Golonog Sandsteine aufgeschlossen, deren Alter umstritten gewesen ist. R. Cramer (1910), der die Fauna bearbeitet hat, stellte den Sandstein ins Unterkarbon und ins Liegende der Ostrauer Schichten. Später (1918) gliederte W. Petrascheck den Golonoger Sandstein in das untere Oberkarbon ein, und die gleiche Meinung wird auch von neueren Forschern vertreten (St. Czarnocki 1928; E. Bederke 1935)[2])

Cramer hatte auch die Trilobiten als Beweis für unterkarbonisches Alter herangezogen. Aber gerade sie erhärten die neuere Ansicht. Die Tabelle 3 zeigt, daß die Arten von Golonog völlig denen vom Franziska-Hor. des Ostrauer Reviers entsprechen. Cramer kannte diese Ostrauer Trilobiten offenbar noch nicht. Den Trilobiten nach ist also der Sandstein von Golonog gleich alt mit den unteren Ostrauer Schichten; er entspricht zeitlich etwa dem Franziska-Horizont, d. h. der Hruschauer Unterstufe der Ostrauer Schichten. Damit würde die Angabe S. Czarnocki's (1928) vereinbar sein, daß unter dem

1) Wirth haben seinerzeit sechs Trilobiten von Sosnitzagrube vorgelegen, die dort jedoch leider abhanden gekommen sind.

2) In einem Vortrag vor der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur.

Golonoger Sandstein Kohlenflöze vorkommen. W. Petrascheck hat in einer Bemerkung zu dem Vortrag Czarnocki's bereits auf die Möglichkeit hingedeutet, daß der Sandstein von Golonog dem „Großen flözleeren Mittel" von Ostrau (Hor. VII—VIII) entspricht.

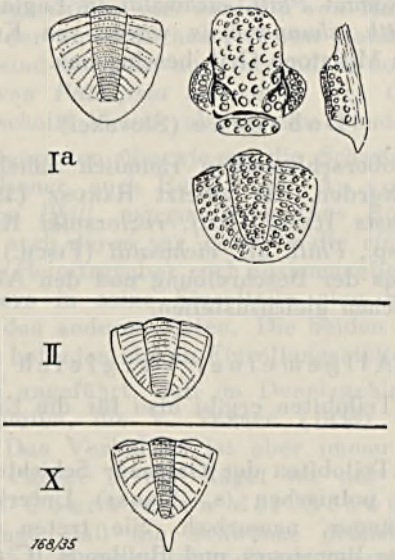


Abb. 2. Die wichtigsten Leittrilobiten im oberschlesischen Oberkarbon. Mar. Hor. I^a: *Phillipsia latilimbata, Phill. margaritifera.* II: *Phill* sp. *a* (aff. *eichwaldi).* X: *Phill. mucronata.*

4. Vergleich mit außerschlesischen Karbongebieten

Einige der oberschlesischen Trilobiten kommen auch in anderen Karbongebieten vor. Sie liefern damit einen wichtigen Beitrag zu den noch so wenig geklärten Fragen des Vergleichs der verschiedenen Karbonprofile.

Rußland

Die Trilobiten des Donetzbeckens sind neuerdings von V. Weber (1933) ausführlich unter stratigraphischen Gesichtspunkten beschrieben worden. Beiden Gebieten gemeinsam sind darnach

1. *Phill. mucronata.* Oberschlesien: Hor. X; Golonog (häufig). Donetzgebiet: C^5_1 (1 Schwanz).

2. wahrscheinlich auch *Phill. latilimbata.* Oberschlesien: Hor. I. Donetzgebiet („*Phill.* cf. *eichwaldi*" T. I, Fig. 30—33): C^5_1 (?) oder C^6_1 (?) [3])

England

Aus England ist *Phillipsia mucronata* bekannt. Woodward gibt sie von verschiedenen Stellen aus dem „Carboniferous Limestone" an, der früher zum Unterkarbon gerechnet wurde, aber gelegentlich wohl auch höher hinaufreicht.

3) In der Tafelerklärung, S. 91, steht C^5_1 (?), während die Textangabe S. 73 lautet: C^6_1 (?).

Weitere Vergleichsmöglichkeiten bieten *Phill. latilimbata* und deren var. *torus* sowie *Phill. eichwaldi* var. *α*, die sehr nahe verwandt sind mit *Phill. eichwaldi* (insbesondere mit den von Woodward dazu gerechneten Stücken) und auch mit *Griffith. shunnerensis* King.

Nach Woodward kommt *Phill. eichwaldi* in England im „Carboniferous Limestone" vor. *Griffith. shunnerensis* wurde von King (1914) aus etwas jüngeren Schichten, dem Millstone Grit, beschrieben.

Dobschau (Slovakei)

Aus diesem dem oberschlesischen räumlich naheliegenden Gebiet sind Trilobiten bekannt geworden, die zuletzt Rakusz (1930) beschrieben hat, nämlich *Griff. dobsinensis* Illés, *Griff. rozlozsniki* Rakusz, *Griff.* (?) aff. *minor* Woodw., *Griff.* sp., *Phill.* aff. *eichwaldi* (Fisch.). Keiner dieser Trilobiten ist, soweit sich aus der Beschreibung und den Abbildungen bei Rakusz ergibt, den oberschlesischen gleichzustellen.

Allgemeiner Vergleich

Der Vergleich der Trilobiten ergibt also für die Einstufung der Ostrauer Schichten folgendes:

Die bezeichnenden Trilobiten der Ostrauer Schichten fehlen im deutschen (s. Scupin u. a.) und polnischen (s. Jarosz) Unterkarbon. Die Ostrauer Schichten sind eben jünger, namurisch. Sie treten dagegen in Schichten Englands (Carboniferous limestone) und Rußlands (C^5_1) auf, die früher zum Unterkarbon gerechnet wurden, die aber jetzt wenigstens z. T. ins Namur gestellt werden. Damit sprechen auch die Trilobiten für die Ansicht, daß die Ostrauer Schichten tiefen Schichten des Namurs angehören — eine Ansicht, die sowohl die Paläobotaniker (Gothan u. a.) wie jetzt auch die Paläozoologen (Patteisky, Wirth u. a.) vertreten.

Für die Schichten mit *Phill. mucronata* im „Carboniferous limestone" von England wie für den Horizont C^5_1 im Donetzgebiet ist anzunehmen, daß sie den unteren Ostrauer Schichten (etwa Hor. X) entsprechen. Wirth (1934, S. 259) u. a. haben bereits ausgesprochen, daß die Grenze Unterkarbon-Namur im Donetzbecken tiefer zu legen ist, als nach der Bezeichnung der russischen Geologen (C_1 Unterkarbon) anzunehmen ist; nach Meinung Wirth's gehört diese Grenze noch unter C^2_1.

Für das Karbon von Dobschau kann nur festgestellt werden: Die Trilobiten stehen mit der Ansicht von Rakusz in Übereinstimmung, daß das Dobschauer Karbon — in dem allerdings mehrere, geologisch noch nicht trennbare Horizonte vorliegen — nicht gleichalt mit den Ostrauer Schichten ist (nach Rakusz ist das Dobschauer Karbon vielmehr jünger, nämlich Westfal C).

5. Lebensbedingungen und Einbettungsbedingungen der Trilobiten

Die Kleinheit der Tiere in den marinen Schichten Oberschlesiens ist schon früher aufgefallen und durch ungünstige Lebensbedingungen erklärt worden. Sowohl Verbrackung des Wassers wie auch schlechte Durchlüftung mag die Ursache gewesen sein. Von den Roemer-Horizonten der

Heinitzgrube liegen verkieste Trilobitenschwänze vor, die also auf H^2S-Bildung hinweisen[4]). Auch innerhalb unseres Gebietes lassen sich Größenunterschiede der Tiere feststellen. So zeichnen sich die Tribolitenreste von Heinitzgrube durch besondere Kleinheit aus — verglichen etwa mit denen von Rosdzin. *Phillipsia margaritifera* var. *conferta* von Heinitzgrube ist vielleicht nur eine Kümmerform der gewöhnlichen Art von Rosdzin und anderen Orten. Die Rosdziner Stücke sind übrigens auch besonders schön, häufig mit Schale, erhalten. Die Reste von *Phillipsia mucronata* des Ostrauer (Schieferton-) Hor. X sind im Durchschnitt kleiner als die des Sandsteins von Golonog.

Unter den Trilobitenresten überwiegen die Schwänze bei weitem. Kopfteile sind sehr viel seltener, auch Rumpfteile. An vollständigen Panzern haben nur 2 von *Phill. margaritifera* (aus Rosdzin) vorgelegen und merkwürdigerweise ist auch deren var. *conferta* die einzige Form, von der ein Kopf und ein Schwanz (Heinitzgrube) noch zusammenliegend gefunden wurden. Der Zerfall des Panzers in seine Einzelteile ging hier vielleicht nicht so leicht vor sich wie bei den anderen Arten. Die beiden eben erwähnten Panzer von *Phill. margaritifera* befinden sich in Einrollungsstellung[5]).

Zum Vergleich sei angeführt, daß im Donetzgebiet von 750 mittel- und oberkarbonischen Trilobiten, die V. Weber (1933) vorgelegen haben, nur 25 vollständig waren. Das Verhältnis ist aber immer noch günstiger als in Oberschlesien, wo die Panzer in der Regel vor der endgültigen Einbettung auseinanderfielen. Das Überwiegen der Schwänze ist wohl hauptsächlich dadurch bedingt, daß die Schwänze größer sind als die Kopf- (oder gar Rumpf-) Teile und daher leichter der Zerstörung entgingen, außerdem auch dem Beobachter mehr auffallen. Als entgegengesetzter Fall seien die untercambrischen Protolenusschiefer der Oberlausitz erwähnt, wo von der Trilobitengattung *Protolenus* beinahe nur Kopf- und Rumpfteile gefunden werden; hier ist im Gegensatz zu *Phillipsia* der Schwanz sehr viel kleiner als der Kopf.

C. Palaeontologischer Teil

1. Vorbemerkungen, Abkürzungen

Die Bezeichnung der Panzerteile der Trilobiten entspricht der von R. Richter vorgeschlagenen (s. z. B. 1926. Tril. d. Oberdev. Abh. Pr. Geol. L. A 99 S. 16)

Abkürzungen:

L = Länge
Br = (größte) Breite

Alle Maße in mm

F. R. = Ferdinand Roemer
Slg. Bresl. = Sammlung des Geolog. Instituts Breslau
Mar. Hor. = Mariner Horizont

Die Katalog-Nr. der Stücke sind in eckige Klammern gesetzt [meist Slg. Bresl.]

4) Auch andere Tiere findet man in den Ostrauer Schichten gelegentlich verkiest.

5) Doch ist es nicht möglich, den Rumpf herauszupräparieren, ohne Gefahr laufen zu müssen, die Stücke ganz zu zerstören.

Da die Untersuchung u. a. stratigraphische Ziele verfolgt, ist die Fassung der einzelnen Formen, soweit möglich, recht eng erfolgt.

Das Gestein der marinen Horizonte ist fast immer ein schwarzer Schieferton; im folgenden handelt es sich daher immer um Stücke aus solchen Schiefertonen, sofern nichts anderes vermerkt ist.

2. Beschreibungen

Familie Proetidae

Gattung *Phillipsia* Portlock.

(z. T. *Griffithides* Portlock?) [6]).

Phillipsia mucronata M'Coy 1844

Taf. 27, Fig. 1

1844	*Phillipsia mucronata* M'Coy, S. 162, Taf. 4, Fig. 5.
1856	*Griffithides farnensis* Tate, S. 234.
1867	*Phillipsia mucronata* (M'Coy) Möller, S. 121, Taf. 2, Fig. 2.
1869	*Griffithides mucronatus* (M'Coy) Traquair, Taf. 16.
1870	*Phillipsia mucronata* (F. R.) F. Roemer, S. 79 (e. p.). Das Stück Taf. 8, Fig. 26 ist von mir unten, S. 434, als n. var. beschrieben. Fig. 27 ist von einem anderen Fundort und gehört nicht hierher.
1883—84	*Phillipsia Eichwaldi* Fischer var. *mucronata* (M'Coy) Woodward, S. 23, Taf. 4, Fig. 1, 3, 12, 15.
1887	*Phillipsia Eichwaldi* var. *mucronata* (M'Coy) Vodges, Taf. 2, Fig. 4.
1910	*Griffithides mucronatus* (M'Coy) Cramer, S. 151, Taf. 6 Fig. 13—17.
1912	*Phillipsia (? Griffithides) mucronata* (M'Coy) Klebelsberg, S. 516, Taf. 23, Fig. 14.
1912	*Griffithides (? Phillipsia) acuminatus* (F. R.) Klebelsberg, S. 517, Taf. 23, Fig. 10—12.
1916	*Phillipsia (? Griffithides) mucronata* (M'Coy) Smetana, S. 11, Taf. I, Fig. 1—2.
1916	*Griffithides (? Phillipsia) acuminatus* (F. R.) Smetana, S. 11, Taf. I, Fig. 6.
1929	*Phillipsia mucronata* (M'Coy) H. Schmidt, S. 79, Taf. 22, Fig. 8.
1933	*Phillipsia eichwaldi* var. *mucronata* (M'Coy) Weber, S. 24 u. 73, Taf. 1, Fig. 16.
1933	*Phillipsia acuminata* (F. R.) Patteisky, Fig. 30.

Zur Synonymik

Die Synonymik dieser Art ist etwas verwirrend, da F. Roemer 1870 in Unkenntnis der M'Coy'schen Form ebenfalls eine *Phill. mucronata* n. sp. bildete. Später (1876) benannte er sie *Phill. acuminata* um.

6) Die Benennung erfolgte der Einfachheit halber stets so, daß im Zweifelsfalle — die Zugehörigkeit zu *Phillipsia* oder *Griffithides* ist bei Schwänzen allein nicht entscheidbar — die Bezeichnung *Phillipsia* gewählt wurde. Die beiden Gattungen sind sehr ähnlich, und manche Formen werden von den verschiedenen Bearbeitern bald der einen, bald der anderen Gattung zugezählt.

Der Roemer'sche Name umfaßt mehrere Arten. Die gestachelten Schwanzschilder, die Roemer vor allem dazu zählt (Name!) gehören zu *Phill. mucronata* M'Coy. Bereits Cramer (1910) hat mit Recht diese Schwänze (von Golonog) zu *Phill. mucronata* M'Coy gerechnet. Die Art *Phill. acuminata* F. R., 1876 (= *Phill. mucronata* F. R., 1870) ist einzuziehen.

Dagegen hat von Klebelsberg (1912) beide Arten aufrechterhalten wollen; die glatten gestachelten Schwänze stellt er zu *Phill. mucronata* M.Coy, die gekörnelten zu *Phill. acuminata* F. R. In der Tat schreibt M'Coy (1844; angeführt nach Woodward S. 23/24) von seiner Art: „Surface smooth". Aber Traquair, der *Phill. mucronata* M'Coy ausführlich beschrieben und M'Coy's Urstück gesehen hat, bemerkt (1869 S. 215): „I can state, that the smoothness of its segments is fully acounted for by the state of preservation in which it occurs as a fossil". Die Körnelung ist also auch für M'Coy's Art bezeichnend. — Übrigens hat bereits 1856 G. Tate als Gegenstück zu M'Coy's angeblich glatter Form eine gekörnelte Art *Griff. farnensis* aufgestellt, die also den Vorrang vor Roemer's *acuminata* haben müßte; doch ist auch sie aus den eben angeführten Gründen einzuziehen, wie dies bereits Traquair tat.

Beschreibung.

Mehrere Schwänze liegen vor.

Die Schwänze sind teils als Steinkerne bzw. deren Abdrücke (Golonoger Sandstein), teils beschalt (Ostrau) erhalten. Bei den Steinkernen ist die Körnelung fast nur auf den Spindeln — dort allerdings bei den meisten Stücken — sichtbar. Sonst ist den Beschreibungen Traquair's und Woodward's nichts Wesentliches hinzuzufügen. Bei den Ostrauer Stücken ist der kennzeichnende Stachel gelegentlich abgebrochen, die Abbruchstelle aber deutlich erkennbar.

Maße:	Golonog [347_1]	Theresienschacht Ostrau [362]
L (ohne Stachel)	6.0	5.5
Br	7.2	6.9
L der Spindel	5.0	4.7
Br der Spindel	1.6	1.8
L des Stachels	1.0	1.8
Zahl der Spindelringe	> 15	
Zahl der Rippen	9	9

Umschlag konkav; etwa 8 Stufenlinien [362]

Etwa 16—17 Spindelringe [224]

Beziehungen: Die Stachelung des Schwanzes tritt nur bei dieser Art auf. Unterschiede zu den beiden n. var. siehe dort!

Vorkommen: Sandstein von Golonog, Slg. Breslau (F. Roemer 1866) [347_1, $_2$; 343_2; 357; 341_1; 344_1] Theresienschacht (Schles. Ostrau). Mar. Franziska-Hor. (X). Slg. Breslau (Cichy 1935) [362; 442] Idaschacht (Hruschau) Slg. Breslau (Stur 1876) [224].

Phillipsia mucronata var. *subcarinata* n. var.

Taf. 27, Fig. 2

1870 *Phillipsia mucronata* n. sp. F. Roemer, Taf. 8, Fig. 26.
1876 *Phillipsia acuminata* n. sp. F. Roemer, Taf. 47, Fig. 11 (mit falscher Fundortsangabe!).

Mehrere Schwänze liegen vor.

Maße:	Golonog [345; Holotyp]	Golonog [356]
L (ohne Stachel)	11.2	10.8
Br	11.3	11.0
L der Spindel	9.4	9.2
Br der Spindel	2.8	2.4
L des Stachels	3.0	3.2
Zahl der Spindelringe		17
Zahl der Rippen	9	9

Umschlag konkav; 10—12 Stufenlinien.

Die gekörnelte Spindel ist sehr hoch, fast kielartig, über die Flanken erhoben.

Beziehungen: Von der gewöhnlichen Form unterschieden: 1.) durch die Schlankheit; Länge (ohne Stachel): Breite = 1:1; 2.) durch die schlanke, kielartige Spindel.

Vorkommen: Sandstein von Golonog, Slg. Breslau (F. Roemer 1870 bzw. 1866) [345 Holotyp; 356]. Theresienschacht (Schles. Ostrau) Mar. Franziska Hor. (X) Slg. Breslau (Cichy 1935) [363].

In der Lethaea pal. (F. Roemer 1876) steht als Fundort zu T. 47, Fig. 11: Kohleschiefer von Rosdzin. Diese Angabe, die, wenn richtig, unsere stratigraphischen Folgerungen sehr einschränken würde, ist ein Druckfehler. Das Stück [Slg. Breslau 345] liegt mir vor. Das Gestein ist Golonoger Sandstein, es trägt außerdem (wie auch der Beizettel F. Roemer's) den Vermerk: Golonog.

Phillipsia mucronata var. *vasta* n. var.

Taf. 27, Fig. 3

Mehrere Schwänze liegen vor.

Maße:	Golonog [343_1, Holotyp]
L (ohne Stachel)	10.3
Br	13.2
L der Spindel	8.5
Br der Spindel	4.1
L des Stachels	2.0
Zahl der Spindelringe	17
Zahl der Rippen	9

Spindel gekörnelt. Auf dem halben Saum etwa 4 Stufenlinien.

Beziehungen: Von der gewöhnlichen Form unterschieden 1.) durch größere Breite; Länge (ohne Stachel): Breite = 1:1.3; 2.) größere Breite der Spindel (fast $^1/_3$ der ganzen Br.) 3.) plumpe Spindel. — Im ganzen eine plump erscheinende Form.

Vorkommen: Sandstein von Golonog, Slg. Breslau (F. Roemer 1866) [343_1, Holotyp] Theresienschacht (Schles. Ostrau) Mar. Franziska-Hor. (X) Slg. Breslau (Cichy 1935) [361].

Phillipsia mucronata M'Coy?

Taf. 27, Fig. 4—5

Einzelne Mittelköpfe und Freiwangen liegen vor.

Mittelkopf. Die Glatze ist hoch und rund gewölbt, die Seitenlappen liegen tiefer. Dadurch entsteht eine Griffithides-ähnliche Glatze. Die vorletzte Seitenfurche der Glatze ist nur angedeutet. Die Zurechnung zu *Phill. mucronata* erfolgt wegen der Übereinstimmung mit Woodward's und Traquair's Abbildungen und wegen der so häufigen Schwanzschilder dieser Art in der Fundschicht; doch ist eine Unterscheidung von *Phill. eichwaldi* nicht recht möglich — Woodward u. a. betrachten überhaupt *mucronata* nur als *var.* von *eichwaldi* — so daß ein ? angebracht ist.

Bei einem unvollständigen Mittelkopf [344_2] sind Glatze und Nackenring fein gekörnelt (etwa 6 Höcker auf 1 mm).

Maße: L 7,4; Br der Glatze 3,7 [341_4]..

Freiwange: L 5,0; L des Stachels 6,1; Br des Außensaumes 1,5; Auge etwa 15 Fazetten auf 1,5 mm; 8 Längslinien auf dem Umschlag des Außensaumes [346].

Vorkommen: Sandstein von Golonog, Slg. Breslau (F. Roemer 1866) Mittelköpfe [341_4; 344_2] Freiwangen [346; 341_2; 341_3].

Phillipsia margaritifera F. Roemer 1870

Taf. 27, Fig. 6—9

1870 *Phillipsia margaritifera* n. sp. F. Roemer, S. 79, Taf. 8, Fig. 24—25.

Mehrere Köpfe und Schwänze (beschalt) liegen vor. Der Beschreibung Roemer's ist wenig hinzuzufügen. Die Größe der runden Höcker, mit denen der Panzer reich verziert ist, unterscheidet wenigstens die Köpfe dieser Art von wohl allen anderen oberkarbonischen Trilobiten. Zahl der Höcker: auf der Glatze (hinten) 3 auf 2,4 mm (vorn etwas enger stehend; zwischen den beiden letzten Seitenlappen 2 Höcker), auf den Schwanzrippen 4 auf 2,5 mm, am äußeren Augenrand 9 auf 2,5 mm.

Glatze: Letzte Seitenfurche deutlich, vorletzte weniger deutlich. Verdeckt vorn den Außensaum fast ganz. Außensaum stark gewölbt; etwa 7 Längslinien. Wangenstachel kurz.

Schwanz. Aus Rosdzin, von wo Roemer's Urstücke stammen, liegt kein vollständig erhaltener Schwanz vor — obgleich 2 der Rosdziner Stücke sich in Einrollungsstellung befinden, also bei guter Erhaltung alle Panzerteile zeigen müßten.

9 Rippen, Umschlag konkav, etwa 10 Stufenlinien.

Da von den Urstücken der Schwanz nicht vollständig bekannt ist, stelle ich zu Roemer's Art nur mit Vorbehalt 2 gut erhaltene einzelne Schwänze vom Carnallsfreude-Schacht, die ich Herrn Grundey verdanke.

Maße dieser fraglichen Schwänze:	Carnallsfreude [360]
L	8.2
Br	9.4
L der Spindel	6.8
Br der Spindel	3.5
Zahl der Spindelringe	14
Zahl der Rippen	10

Auf dem 5. Spindelring 5 Höcker; die 5. Rippe mit 4 Höckern. Flanken seitlich stark herabgebogen; Spindel mäßig, in breiter Rundung, über die Flanken erhoben.

Vorkommen: Rosdzin Mar. Hor. 12 m unter Pochhammer (n. Michael 1913). Köpfe, Schwänze. Slg. Breslau (v. Krensky 1864) [242; 243_8].

Gräfin Lauragrube. Mar. Hor. 16 m unter Sattelflöz (n. F. Roemer 1878 S. 52/53) Kopf. Slg. Breslau (Junghann 1878) [$241_5 = 351_1$].

Hugo-Schacht Königsgrube. Mar. Hor. 13 Lachter = 27 m unter Sattelflöz (n. F. Roemer 1877, S. 60) Schwänze. Slg. Breslau (Junghann 1877) [340]. — Carnallsfreude-Schacht bei Beuthen (höchstwahrscheinlich Mar. Hor. I) ? Schwänze, Freiwange. Slg. Mus. Gleiwitz. Slg. Breslau [360]. — Heinitzgrube Beuthen. Mar. Hor. 33,9 m unter Pochhammer. Schwänze. Slg. Breslau (Forchmann 1934) [332; 308; 305].

Phillipsia margaritifera var. *conferta* n. var.

Taf. 28, Fig. 11—12

Von der Heinitzgrube liegen Köpfe und Schwänze vor, die die bezeichnende grobe Höckerung von *Phill. margaritifera* zeigen, aber doch einige, allerdings geringfügige Unterschiede aufweisen. 1 Kopf und 1 Schwanz liegen zusammen und gehören höchstwahrscheinlich zusammen.

Auf den ersten Blick scheint die Ähnlichkeit mit *Phill. margaritifera* gering zu sein, da die Höcker der var. viel weniger ansehnlich sind. Doch liegt das zum größten Teil an der Erhaltung; die Schale ist — im Gegensatz zu den schönen Rosdziner Stücken — in eine weiche Masse von Brauneisen und Pyrit umgewandelt.

Unterschiede: Die Höcker stehen ein wenig enger (hinterer Teil der Glatze 3—4 Höcker auf 2 mm; fast 3 zwischen den beiden letzten Seitenlappen der Glatze). Der Schwanz ist auch durch die Spindel unterschieden, die bei var. *conferta* hoch (besonders hinten) über die Flanken gewölbt ist.

Maße:	Heinitzgrube [338; Holotyp]
Kopf L	8
Kopf Br	15
Schwanz L	7.5
Schwanz Br	8.5
Zahl der Spindelringe	11—12
Zahl der Rippen	9

Auge mit gut erhaltenen Fazetten (19 auf 1,3 mm).

Vorkommen: Heinitzgrube Beuthen Mar. Hor. 33,9 m unter Pochhammerflöz. Slg. Breslau (Forchmann 1934) Kopf und Schwanz [338; Holotyp], Freiwangen [312; 315].

Phillipsia latilimbata n. sp.

Taf. 29, Fig. 18—19

1863 *Phillipsia* sp. F. Roemer, S. 570, Taf. 14, Fig. 1.

1870 *Phillipsia mucronata* n. sp. F. Roemer, S. 79 (e. p.; non Taf. 8, Fig. 26).

1906 *Griffithides mucronatus* (F. R.) Frech, S. 28, Taf. 1, Fig. 4 b.

1928 *Griffithides acuminatus* (F. R.) Susta, Taf. 14, Fig. 25, 26, 30. [7])

1933 *Phillipsia* cf. *eichwaldi* Weber, S. 21 u. 72, Abb. 5, Taf. 31—33? [7])

Mehrere Schwänze liegen vor.

Umriß halbelliptisch; hinten etwas zugespitzt. Spindel scharf in gleichmäßiger Rundung über die Flanken erhoben; nach hinten verhältnismäßig wenig konvergierend; 18 (—19) Ringe. 10 Rippen; die ersten 2—3 Rippen reichen bis fast zum Außenrand, die anderen nur bis zum Saum. Flanken und Saum wenig herabgebogen; Saum zunächst schmal, hinten sehr breit (L: größter Saumbreite = 4,5—5,5: 1) und flach.

Spindel und Rippen deutlich gekörnelt (etwa 8 Höcker je Spindelring).

Maße:	Rosdzin [359; Holotyp]
L	8.7
Br	8.3
Spindel L	6.8
Spindel Br.	2.3
Saum, größte Br	1.8
Zahl der Spindelringe	18
Zahl der Rippen	10

Beziehungen. Das Hauptmerkmal ist der hinten sehr breite, flache Saum. Dieser Saum ist in ähnlicher, meist allerdings geringerer Breite auch bei anderen Arten vorhanden, doch weichen diese dann in anderen Merkmalen ab [8]); so

Phill. eichwaldi Fischer (Abb. besonders bei Woodward): Saum schmäler und gewölbt, 16 Ringe. Die var. *hassiaca* Parkinson (1903) hat ebenfalls schmäleren Saum und 12—13 (gespaltene) Rippen.

Phill. sangamonensis Meek u. Worthen (Girty 1915): 20 Ringe, 11 Rippen, Schale glatt.

Phill. shunnerensis King: Saum hinten etwas schmäler, vorn breiter, gewölbt; 16 Ringe.

7) Die Stücke lagen mir nicht vor.

8) Doch haben mir nicht alle einschlägigen russischen Arbeiten vorgelegen.

Griffith. latigini var. *longicauda* Weber 1933: 16 (—18) Ringe (die var. *multisegmentata* Weber hat 18 Ringe, dafür aber schmäleren Saum); Saum vorn breiter; Rippen gespalten.

Griffithides cervilatus Weber 1933: 16 Ringe; Schale glatt.

Die nächsten Beziehungen scheinen zu *Phill. eichwaldi* zu bestehen (auch bei den Köpfen; s. S. 440).

Vorkommen: Rosdzin Mar. Hor. 12 m unter Pochhammerflöz (n. Michael 1913), Slg. Bresl. (v. Krensky 1864, v. Gellhorn 1866, Vogel 1875) [359 Holotyp]; [$358_{2, 4, 5, 6, 7, 9}$]; u. a. Slg. Bergschule Waldenburg i. Schl. [3055; 3055a; 3056]. Gräfin-Laura-Grube Königshütte Mar. Hor. 16 m unter Pochhammerflöz (n. Roemer 1878, S. 52) Slg. Bresl. (Junghann 1878) [226]. Karolinengrube b. Kattowitz. Mar. Hor. 12 m unter Pochhammerflöz (n. Michael 1913) Slg. Bresl. [225]. Heinitzgrube. Beuthen Mar. Hor. 33,9 m unter Pochhammerflöz (n. Forchmann 1934) Slg. Bresl. (Forchmann 1934) [330, var.?; 321; 331_1; 319]. Mar. Hor. 56,5 m unter Pochhammerflöz? Slg. Bresl. (Forchmann 1934) [303?]. Carnallsfreudegrube b. Beuthen. Slg. Mus. Gleiwitz (?).

Phillipsia latilimbata var. *cunëiformis* n. sp. n. var.

Taf. 29, Fig. 22

Diese Abart ist durch die Spindel unterschieden. Diese ist etwas breiter, konvergiert stärker und zeigt deutliche „Hilfseindrücke" („impressions auxiliaires" Barrande), d. h. zwei Reihen von Grübchen, die im nicht gekörnelten Teil der Spindel, nahe den Rückenfurchen, verlaufen. Die gewöhnliche *Phill. latilimbata* entbehrt dieser Grübchenreihen nicht ganz, doch sind sie meist sehr wenig deutlich.

Maße:	Rosdzin [227_8; Holotyp]
L	9.3
Br	10.9
Spindel Br	3.2
Spindel L	7.2
Saum größte Br	2.0
Zahl der Spindelringe	18
Zahl der Rippen	10—11

Umschlag konkav; 10—11 Stufenlinien.

Vorkommen: Rosdzin Mar. Hor. 12 m unter Pochhammerflöz (n. Michael 1913) Slg. Bresl. (Vogel 1875) [227_8 Holotyp; 227_7].

Phillipsia latilimbata var. *insolita* n. sp. n. var.

Taf. 29, Fig. 23

Ein großer Schwanz, der der var. *cunëifornis* sehr nahesteht. Er ist jedoch schlanker und besitzt 12 Rippen.

Maße:	Rosdzin [Holotyp]
L	15.1
Br	14.0
Spindel L	11.6
Spindel Br	4.9
Saum größte Br	3.4
Zahl der Spindelringe	18
Zahl der Rippen	12

Umschlag flach konkav; etwa 12 Stufenlinien. Auf der Schale der Spindel bemerkt man wenig deutlich neben den Höckern auch kleine, engerstehende Vertiefungen.

Vorkommen: Rosdzin (Guter Traugott-Grube) Mar. Hor. 12 m unter Pochhammerflöz (n. Michael 1913). Slg. Bergschule Waldenburg i. Schl. [3841; Holotyp].

Phillipsia latilimbata var. *torus* n. sp. n. var.

Taf. 29, Fig. 21

Einige Schwanzschilder besitzen einen sehr breiten Saum, wie die gewöhnliche Form; er ist aber nicht flach, sondern gewölbt.

Maße:	Rosdzin [439_1; Holotyp]
L	11.1
Br	11.5
Spindel L	8.3
Spindel Br	2.5
Zahl der Spindelringe	17—18
Zahl der Rippen	9—10

Schale gekörnelt, etwa 12 Stufenlinien.

Beziehungen. Bei *Phill. latilimbata* ist der Saum nicht gewölbt, bei *Ph. eichwaldi* var. α schmäler.

Vorkommen: Rosdzin Mar. Hor. 12 m unter Pochhammerflöz (n. Michael 1913). Schwänze Slg. Breslau (v. Krensky 1864) [439_1, Holotyp; 439_4].

Phillipsia latilimbata n. sp.?

Taf. 29, Fig. 24—25

1870 *Phillipsia mucronata* n. sp. F. Roemer, S. 79 (e. p.), Taf. 8, Fig. 27.
1906 *Griffithides mucronatus* (F. R.) Frech, S. 28, Taf. 1, Fig. 4 a.

Mehrere Köpfe liegen vor.

Der vollständigste Kopf ist der von Frech 1906 abgebildete. Glatze verhältnismäßig wenig gewölbt, vorn verbreitert; vorletzte Seitenfurche wenig deutlich. Nackenknötchen. Glatze und Nackenring gekörnelt. (5 Höcker auf 1 mm). Augenfazetten etwa 15 auf 1 mm. Wangenstachel lang.

Maße:	Gr. Laura-Grube [238]	Rosdzin [Slg. Waldenburg 3056 a]
L	8.5	7.1
Br	13 (ergänzt)	—
Glatze L	6.6	5.6
Glatze Br	4.4	3.2
Wangenstachel L	4.0	—

Beziehungen. Die Benennung als *latilimbata* erfolgt wegen der Schwänze dieser Art, die bei den Köpfen häufig zu finden sind. Doch wäre ohne Kenntnis der Schwänze auch eine andere Zuordnung möglich (z. B. zu *eichwaldi);* daher ist das ? angebracht.

Vorkommen: Gräfin Laura-Grube Königshütte. Mar. Hor. 16 m unter Pochhammerflöz (n. Roemer 1878, S. 52) Kopf Slg. Bresl. (1878) [238] Rosdzin Mar. Hor. 12 m unter Pochhammerflöz (n. Michael 1913) Mittelköpfe. Slg. Bresl. (v. Krensky 1864; Vogel 1875) [242_7; 358_3; 227_1; 243_3, Freiwangen z. T. erhalten]. Slg. Bergschule Waldenburg i. Schl. [3056 a]. Heinitzgrube Beuthen. Mar. Hor. 33,9 m unter Pochhammerflöz (n. Forchmann) Slg. Bresl. (Forchmann 1934) [323 a].

Phillipsia sp. c.

Taf. 28, Fig. 15

1 Kopf und einige anhängende Rumpfglieder liegen vor.

Maße:	
Kopf L	5.5
Kopf Br	6.9
Wangenstachel L mindestens	2.4

Glatze vorn nur wenig breiter als hinten; gekörnelt; vorletzte Seitenfurche fast gar nicht angedeutet.

Nackenring fein gekörnelt; Nackenknötchen. Von den Rumpfgliedern etwa 4 (1 davon gut) erhalten; Spindel gekörnelt; Schienen in eine Spitze ausgezogen.

Beziehungen. Bei *Phill. latilimbata?* ist die Glatze vorn breiter.

Vorkommen: Rosdzin Mar. Hor. 12 m unter Pochhammerflöz (n. Michael 1913) Kopf, Rumpfglieder. Slg. Breslau (v. Krensky 1864) [439_2].

Phillipsia eichwaldi (Fischer) var. α n. var.

Taf. 28, Fig. 16—17

2 Schwänze liegen vor.

Maße:	Florentinegrube (Holotyp)	Sosnitzagrube
L	4	7.4
Br	etwa 3.6	7.2
Spindel L		6.1
Spindel Br		2.0
Zahl der Spindelringe	16	16—17?
Zahl der Rippen	9	9

Spindel und Rippen gekörnelt. Spindel konvergiert wenig. Saum stark und gleichmäßig gewölbt; randlich mit welligen Längsstreifen.

Beziehungen. *Phill. eichwaldi* ist sehr nahe verwandt und hat nur mehr Rippen (11). Ebenso steht sehr nahe *Griff. shunnerensis* King (mit 10 Rippen), dessen Rippen aber glatt sind.

Von *Phill. latilimbata* n. sp. ist diese Form vor allem unterschieden durch den schmäleren gewölbten Saum, von *Phill. latilimbata* var. *torus* durch den schmäleren Saum, von *Phill.* sp. a (aff. *eichwaldi)* durch schlankere Form und wenig konvergente Spindel.

Vorkommen. Florentinegrube b. Beuthen, Schwerinschacht, Mar. Hor. 42 m unter Pochhammerflöz (n. Schindler) Slg. Schindler-Kattowitz. (Holotyp). Sosnitzagrube Gleiwitz, Mar. Hor. „148 m im Liegenden des Pochhammerflözes" (= 70 m Vertikalabstand? s. Wirth 1931, S. 63) Slg. Labryga-Sosnitzagrube. Carnallsfreudegrube b. Beuthen? (Höchstwahrscheinlich Mar. Hor. I) Slg. Breslau [440].

Phillipsia sp. a (*aff. eichwaldi* Fischer)

Taf. 28, Fig. 14

1930 *Phillipsia* sp. u. *Phillipsia* cf. *acuminatus* Schaal, S. 6—9.

Mehrere Schwänze liegen vor.

Umriß ± halbkreisförmig. Spindel ziemlich stark konvergierend; etwa 18 Ringe; schwach gekörnelt. 10 Rippen. Saum stark abgebogen, hinten nur wenig breiter als vorn.

Maße:	Beuthengrube [262]
L	6.4
Br	6.8 (ergänzt)
Spindel L	5.2
Spindel Br	2.3
Saum, größte Br	0.9

Beziehungen. *Phill. eichwaldi* (Fischer) ist ähnlich, jedoch schlanker und besitzt nur 16 Spindelringe. *Phill. eichwaldi* var. α n. var. hat außerdem eine weniger konvergente Spindel.

Vorkommen. Glückaufschacht Beuthengrube Beuthen, Mar. Hor. 294,60—300,50 unter Pochhammerflöz (n. Schaal 1930). Slg. Breslau (Schaal) [262; 267 = 301; 281; 282 = 297; 284; 285].

Phillipsia sp. b

Taf. 28, Fig. 13

1929 *Griffithides (?Phillipsia) acuminatus* (F. R.) Niemczyk, Tabelle S. 44.

Ein unvollständiger Schwanz liegt vor. Das hintere Ende fehlt, so daß ein Vergleich mit anderen Formen nicht möglich ist. Nur die stratigraphische Bedeutung dieses Restes — er stammt aus sonst trilobitenfreien Schichten — rechtfertigt die Beschreibung.

L etwa 5 mm • 9 Rippen • Saum Br 0.6 mm;
Umschlag konkav, etwa 8 Stufenlinien

Beziehungen: Der Schwanz gehört nicht zu *Phill. latilimbata.*

Vorkommen: Concordiagrube Hindenburg. Mar. Hor. III (n. Niemczyk 1929) Slg. Breslau (Niemczyk) [300].

D. Zusammenfassung

Die Trilobiten aus den marinen Horizonten der oberkarbonen Ostrauer Schichten Oberschlesiens werden beschrieben (15 Formen) und zum ersten Mal stratigraphisch ausgewertet. Die Horizonte I^a, II und X zeigen deutlich unterschiedene Trilobitenfaunen, so daß sich mindestens 3 Untergruppen faunistisch abtrennen lassen (Tabelle 3, S. 427).

Der Sandstein von Golonog (am Ostrande des Steinkohlenbeckens) entspricht den unteren Ostrauer Schichten.

Im russischen Karbon (Donetzgebiet, C^5_1) und englischen Karbon (Carboniferous limestone) treten Formen auf, die mit oberschlesischen identisch und wohl gleichalt sind. Dobschau (Slovakei) und Oberschlesien haben keine gemeinsamen Formen.

E. Schriftenverzeichnis

Cramer, R.: Die Fauna von Golonog. — Jb. Kgl. preuß. geol. L.-A., **31**, II, S. 129—167, Taf. 6. 1910.

Czarnocki, S.: Le bassin houiller polonais. — C.-R. Congr. pour l'avancement des études de stratigr. carbonif. Heerlen, S. 205—217, 1 Abb., 3 Taf. 1927.

Forchmann, H.: Die Schichtfolge zwischen Flöz Andreas I der Ostrauer Schichten und der Basis der Sattelgruppe auf Grube „Heinitz" in Beuthen. — Geol. Meldearbeit Techn. Hochschule Breslau (Manuskr.). 1934.

Frech, F.: Das marine Karbon in Ungarn. — Földtani Közlöni, **36**, 54 S., 9 Taf. Budapest 1906.

Girty, G. H.: Fauna of the Wewoka Formation of Oklahama. — Bull. U. S. Geol. Surv. **544**, 353 S., 35 Taf. 1915.

Jarosz, J.: Fauna des Kohlenkalks in der Umgebung von Krakau. I. Teil. Trilobiten. — Bull. Intern. Acad. Sci. Cracovie Cl. sci. math.-nat., S. 371—385, Taf. 11. 1909 (2).

— : Fauna des Kohlenkalks in der Umgebung von Krakau. Trilobiten. II. Teil. — Bull. intern. Acad. Sci. Cracovie. Cl. Sci. math.-nat., B, S. 160—182, Taf. 20. 1913.

King, W. B. R.: A New Trilobite from the Millstone Grit of North Yorkshire. — Geol. Mag. New. Ser., Dec. VI, vol. **1**, S. 390—394, 2 Abb., Taf. 32. 1914.

Klebelsberg, R. v.: Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. — Jb. K. K. Geol. Reichsanst., **62**, S. 461—556, 1 Abb., Taf. XIX—XXIII. Wien 1912.

Michael, R.: Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **71**, 415 S., 2 Karten, 73 Abb., 18 Taf. 1913.

Niemczyk, O.: Die Ostrauer Schichten in der Gleiwitzer Sattelzone. — Diss. Univ. Breslau, 73 S. 1929.

Parkinson, H.: Über eine neue Kulmfauna von Königsberg unweit Gießen und ihre Bedeutung für die Gliederung des rheinischen Culm. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **55**, S. 331—374, Taf. 15—16. 1903.

Patteisky, K. & Folprecht, J.: Die marinen Horizonte der Ostrauer Schichten. — Z. Oberschles. Berg- u. hüttenmänn. Ver., **68**, S. 7—12. Katowice 1929.

— : Faunen- und Florenfolge im ostsudetischen Karbon. — Berg- u. hüttenmänn. Jb. Leoben, **81**, S. 41—52, 38 Abb. Wien 1933.

Petrascheck, W.: Geologische Studien am Ostrande des polnischen und des Krakauer Steinkohlenreviers. — Jb. Geol. R.-A., **68**, S. 1—28, Taf. 1, 5 Abb. (Wien 1919) 1918.

Rakusz, G.: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšina) und Nagyvisnyó. — Geologica Hungarica. Ser. Palaeont., **8**, 223 S., 9 Taf., 28 Abb. Budapest 1930.

Roemer, F.: Über die Ergebnisse geologischer Untersuchungen in Oberschlesien. — Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Cult., **40**, S. 25—28. 1862.

— : Über eine marine Conchylien-Fauna im produktiven Steinkohlengebirge Oberschlesiens. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **15**, S. 567—606, Taf. 14—16. 1863.

— : Geologie von Oberschlesien. — 587 S., 1 Karte 1:100 000 in 12 Bl., 1 Atlas mit 50 Taf. 1870.

— : Lethaea palaeozoica. — Atlas, 68 Taf. Stuttgart 1876.

— : Über eine Sammlung von neu aufgefundenen marinen Versteinerungen aus dem Steinkohlengebirge von Gräfin Laura-Grube bei Königshütte in Oberschlesien. — Jahresber. Schles. Ges. Vaterländ. Cult., **56**, S. 51—53. 1878.

Schaal, R.: Die Tektonik des Westteils der Beuthener Karbonmulde. — Diss. Univ. Breslau, 77 S. 1930.

Schmidt, H.: Tierische Leitfossilien des Karbon. — In: G. Gürich, Leitfossilien. 107 S., 26 Abb., 23 Taf. 1929.

Scupin, H.: Die Trilobiten des niederschlesischen Untercarbon. — Z. Deutsch. Geol. Ges., **52**, S. 1—20, Taf. 1, 3 Abb. 1900.

Smetana, V.: (Über die marine Fauna der Ostrauer Schichten). — Rozpravy České Akad. Cisaře Františka Josefa. Třida II (Math.-přirod)., **25**, 1, S. 1—34, 5 Taf. Prag 1916.

Šusta, V.: Stratigraphie des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers im Lichte der Paläontologie. — Der Kohlenbergbau des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers, **1**, S. 382—484, 75 Taf. 1928.

Tate, G.: Proceed. Berwickshire Nat. Club. — S. 234. 1856.

Traquair, R. H.: On *Griffithides mucronatus* (M'Coy). — J. Roy. Geol. Soc. Ireland. Vol. **II**, New Ser., S. 213—218, Taf. 16. 1869.

Vodges, A. W.: The Genera and Species of North American Carboniferous Trilobites. — Ann. N. Y. Acad. Sci., **4**, 6, S. 69—105 Taf. 2—3. 1887.

Weber, V.: Trilobites of the Donetz Basin. — Trans. Unit. Geol. a. Prospect. Serv. USSR., **255**, S. 1—96, 3 Taf., 33 Abb. 1933.

Wirth, E.: Eine neue marine Fauna aus den Ostrauer Schichten Oberschlesiens. — Cbl. Min. etc., B, S. 63—77, 7 Abb. 1931.

— : Über einen neuen Gliederungsversuch in den Ostrauer Schichten Oberschlesiens mit Hilfe der marinen Fauna. — „Kohle und Erz", 1932.

— : Die faunistische Altersbestimmung der Ostrauer Schichten. — N. Jb. f. Min. etc., Beil.-Bd. **73**, S. 211—264, 3 Taf. 1934.

Woodward, H.: A Monograph of the British Carboniferous Trilobites. — Palaeontogr. Soc., 86 S., 10 Taf., 8 Abb. London 1883—1884.

Urschrift eingegangen am 14. August 1935
Druckauftrag erteilt am 20. Februar 1936

Über Magnetitquarzite im Tremadoc des Schwarzburger Sattels und des Vogtlandes

Von Hans-Rudolf von Gaertner

Hierzu 1 Textabbildung und Tafel 30

Die geologische Kartierung des Schwarzburger Sattels führte in den Jahren 1930—1931 zu einer weitgehenden Gliederung der früher als Kambrium angesehenen Schichtenfolge im Liegenden des Griffelschiefers. Die Grundzüge dieser Gliederung konnten schon früher (von Gaertner 1932 und 1933) veröffentlicht werden. Die Weiterarbeit in den Jahren 1932—1934 deckte eine Reihe von Einzelheiten auf, die vor allem für den Vergleich mit den Gesteinen des Vogtlandes von Wichtigkeit sind. Die nomenklatorische Durcharbeitung des Ordovicium, die auf Veranlassung von Herrn Prof. Kegel ausgeführt wurde, bedingt einige Veränderungen in den von mir bisher gebrauchten Namen. Eine kurze Zusammenstellung dieser Namensänderungen mag daher dieser Arbeit vorangehen.

Herr Prof. Koliha-Prag hatte die Freundlichkeit, die bei Siegmundsburg gefundenen Obolen neu zu bestimmen. Sie sind im „Oberen Tremadoc-Quarzit", meiner bisherigen Bezeichnungsweise nach, gefunden worden. Die Obolen gehören sämtlich zu *Obolus siluricus* Mikw. und sind nach Koliha für das mittlere Tremadoc leitend. Die Bezeichnung „Oberer Tremadoc-Quarzit" ist daher irreführend. Es wird notwendig der bisherigen Tremadoc-Serie einen neuen Namen zu geben. Ich werde sie in Zukunft „Frauenbach-Serie" nach dem Frauenbachtal östlich Katzhütte nennen.

Den ungeheuer mächtigen Schichtenstoß zwischen der Frauenbach-Serie und dem Griffelschiefer werde ich entsprechend der schon von Deubel und Naumann gebrauchten Nomenklatur als „Phycodenserie" zusammenfassen. Für den Griffel- und Lederschiefer einschließlich der dazugehörigen Erzhorizonte, die früher allein als Untersilur (Ordovicium) angesehen wurden, fehlt gleichfalls eine zusammenfassende Bezeichnung. Ich möchte hierfür den Namen „Gräfentaler-Schichten" vorschlagen.

Es ergibt sich daraus folgende Gliederung des Ordovicium am Schwarzburger Sattel. Der Einfachheit halber füge ich gleich die Magnetitquarzite an ihrem richtigen Platz ein.

Gräfentaler Schichten	Lederschiefer
	Griffelschiefer mit mehreren Eisenerzhorizonten
Phycoden-Serie	Phycodenquarzit (bis 100 m). Nach Graptolithenfunden gehört er noch in das Arenig. (Dahlgrün 1928.)
	Phycodenschiefer (600—1000 m).
	Magnetitquarzit (0—30 m). Er keilt gegen Westen aus.
	Dachschieferzone (100 m).

Frauenbach-Serie
- Übergangszone (0—100 m) örtlich mit dem zweiten **Magnetitquarzit.**
- Oberer Frauenbachquarzit (70—150 m)
- Frauenbachwechsellagerung (200—250 m)
- Unterer Frauenbachquarzit (100—200 m)

Neuerdings hat A. Schüller (1934, S. 3) diese Schichtenfolge in mißverständlicher Weise kritisiert. Er scheint anzunehmen, daß die Obolenfunde aus dem Phycodenquarzit stammen, da er von einer 300 m mächtigen Schichtenfolge spricht, die nach „meiner" Ansicht Tremadoc sei. Er könne nicht glauben, daß das unterste Tremadoc mächtiger sei als das gesamte übrige Silur.

Hierzu ist, um weiteren Mißverständnissen vorzubeugen, zu bemerken, daß die Obolen sich ungefähr 1000 m im Liegenden der Griffelschiefer finden, und doch erst Mittleres Tremadoc darstellen. Schon nach diesem Befund muß wohl auch das Tremadoc im Profil des Fichtelgebirges mehr als die ihm von Schüller zugebilligten 300 m enthalten dürfen. An Fossilfunden ist außer den von Dahlgrün (1928) beschriebenen Graptolithen noch die stratigraphische Stellung der Phycoden zu beachten. Sie treten, als *Vexillum* beschrieben, in den sehr klaren Profilen der Montagne Noire nur im Arenig auf (Thoral 1935). Man wird deshalb am besten den ganzen „Phycodenhorizont" von Schüller, soweit er dieses Fossil führt, noch ins Arenig stellen. Die große Mächtigkeit des Tremadoc bleibt zu Recht bestehen.

Ich möchte betonen, daß sich meine Kritik zunächst nur auf Schüller's Äußerungen zu den Verhältnissen am Schwarzburger Sattel bezieht. Auf das Profil am Fichtelgebirge wird an anderer Stelle einzugehen sein.

Es ist jetzt die Stellung und das Vorkommen der Magnetitquarzite zu erörtern. Schon E. Naumann (1930, S. 12) erwähnt vom Papstfelsen südwestlich Watzdorf einen dunklen Quarzit mit großen Magne-

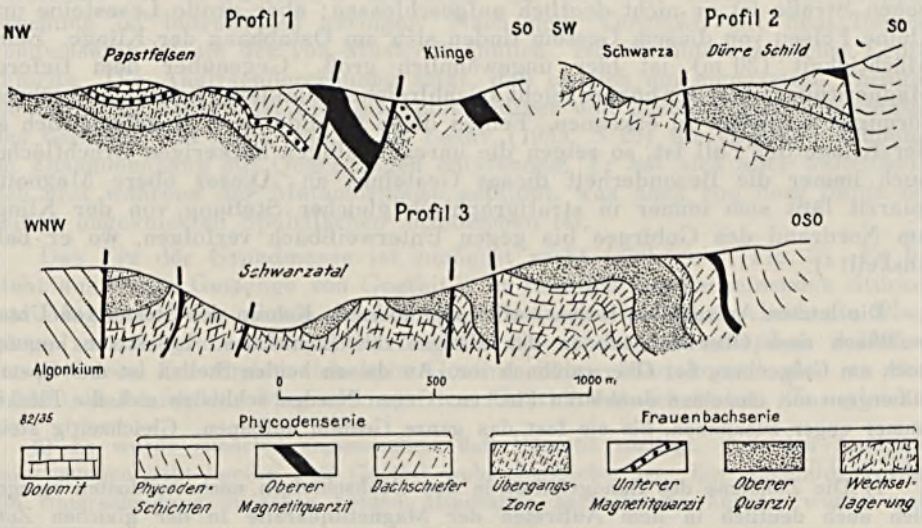


Abb. 1. Profile vom SO-Abhang des Schwarzburger Sattels

titen. Die Stellung dieses Quarzites im Gesamtprofil blieb wegen seines isolierten Vorkommens zwischen der Randstörung und dem transgredierenden Zechstein lange zweifelhaft. Erst die ausführliche Begehung des gesamten unteren Schwarzatales führte zur Klärung der stratigraphischen Fragen.

Die Profile der Abb. 1 mögen die Lage der magnetitführenden Gesteine am Abfall des Schwarzburger Sattels erläutern. Das Profil 1 läuft dem Abbruch des Gebirges auf der Höhe des Papstfelsen parallel. An der neuen Straße von Blankenburg nach Böhlscheiben stehen in mehreren kleinen Brüchen dunkle Schiefer mit einzelnen quarzitischen Sandlagen an. E. Naumann (1930, S. 12) hat in ihnen schon Äquivalente der Dachschieferzone vermutet. In der Tat sind schon die hangenden Teile der Dachschiefer in den großen Dachschieferbrüchen östlich Böhlscheiben deutlich sandstreifig ausgebildet. Der Sandgehalt nimmt nach Nordwesten hin zu. So ist das völlige Fehlen reiner Dachschiefer an der neuen Straße durch den Faziswechsel leicht zu erklären.

In dem kleinen Tälchen zwischen dem Papstfelsen und der Straße nach Böhlscheiben stehen in mehreren Felsen die schon erwähnten Magnetitquarzite an. Sie fallen deutlich nach Nordosten unter die sandstreifigen „Dachschiefer" ein und erreichen ungefähr 20 m Mächtigkeit. Sie werden von bunten Quarziten und Schieferbändern unterlagert, welche das typische Aussehen der Übergangszone zur Frauenbach-Serie haben. Erst am Papstfelsen selbst folgen die dicken geschlossenen Quarzitbänke des Oberen Frauenbachquarzites.

Der Magnetitquarzit des Papstfelsen gehört also zwischen die Frauenbachwechsellagerung und die Dachschieferzone. Er keilt gegen Süden rasch aus. Schon im Profil des Schweizerhäuschens, wo die Unterlage der Dachschiefer sichtbar wird, ist er völlig verschwunden (Profil 2, Abb. 1). Nur in der Klinge östlich vom Papstfelsen taucht er noch einmal an einer Störung auf.

Eine größere Verbreitung hat ein Magnetitquarzit, der zwischen den eigentlichen Phycodenschiefern und der Dachschieferzone zu finden ist. An der neuen Straße ist er nicht deutlich aufgeschlossen; aber große Lesesteine und kleine Felsen von diesem Gestein finden sich am Ostabhang der Klinge. Seine Mächtigkeit (30 m) ist hier ungewöhnlich groß. Gegenüber dem tieferen Magnetitquarzit ist der höhere leicht an zahlreichen dunkleren Knoten und röhrenförmigen Gebilden zu erkennen. Fehlen diese Gebilde, wie es gelegentlich an der Klinge der Fall ist, so zeigen die unregelmäßigen höckerigen Bruchflächen noch immer die Besonderheit dieses Gesteines an. Dieser obere Magnetitquarzit läßt sich immer in stratigraphisch gleicher Stellung von der Klinge am Nordrand des Gebirges bis gegen Unterweißbach verfolgen, wo er bald auskeilt [1]).

Die letzten Aufschlüsse liegen östlich der obersten Kehren der Straße von Unterweißbach nach Oberweißbach an den Hängen des Lichtetales. Lesesteine kommen noch am Galgenberg bei Oberweißbach vor. An diesen beiden Stellen ist das Gestein silbergrau mit einzelnen dunkleren Flecken. Gegen Norden schließen sich die Flecken immer enger zusammen, bis sie fast das ganze Gestein aufbauen. Gleichzeitig steigt

1) Die Zunahme des Sandgehaltes in den Dachschiefern nach Nordosten spiegelt sich auch deutlich in dem Auftreten der Magnetitquarzite in der gleichen Zone wieder.

die Mächtigkeit von 2 m auf 10 m, schließlich 30 m an. Das Profil 3 durch den Bahnhof Sitzendorf und Profil 2 an dem Schweizer-Häuschen zeigen gegen das Profil 1 deutlich die Abnahme an. Gute Aufschlüsse bietet auch das Schwarzatal östlich der Dachschieferbrüche von Böhlscheiben.

Petrographisch zeigt der Quarzit aus dem Tälchen südwestlich des Papstfelsens, also der tiefere Magnetitquarzit, ein dunkelgraues grobkörniges z. T. fast schwarzes Gestein. In ihm fallen schon bei makroskopischer Betrachtung bis 3 mm große, wohl ausgebildete Magnetitoktaeder auf. Gelegentlich wird das Gestein von einigen dünnen Schieferbänken durchsetzt, welche die Schichtung erkennen lassen.

Unter dem Mikroskop (vgl. Taf. 30, Fig. 1—4) sieht man bis 0,6 mm meist aber 0,4—0,5 mm große, äußerlich wenig gerundete Quarze in einer feinkörnigen Grundmasse. Die Quarze sind über ihre ursprünglichen Grenzen hinausgewachsen. Ihr erzfreier Kern ist von erzreicheren Rändern umgeben. Der Kern läßt das ursprünglich runde Korn noch gut erkennen (Fig. 3). Ferner finden sich als Gerölle gar nicht selten Schieferbrocken und verwitterte Plagioklase von ähnlicher Größe; besonders fällt ein Chloritschiefer (mit Pennin!) auf. Gewöhnlich zeigen die Quarze keine scharfen Ränder mehr, sondern laufen faserig in dem Parallelgefüge aus (Fig. 1). Der Vorgang der Ausfaserung ist von dem des Nachwachsens grundsätzlich verschieden. Nachgewachsene Quarzsäume sind ähnlich oder gleich orientiert wie der Kern; die Fasern hingegen sind von dem Geröllquarz im polarisierten Licht gut zu unterscheiden. Das Geröll diente nur als Unterlage ohne eine Impfwirkung auf die Kerne auszuüben. Häufig bestehen die Gerölle aus Mehrkornquarzen; einmal scheinen diese mit einem stark zersetzten Feldspat verwachsen zu sein.

In der Grundmasse, welche 0,02—0,05 mm Korngröße aufweist, findet sich neben „Chlorit", in geringer Menge feinschuppiger neugesproßter brauner Biotit und Serizit. Besonders auffällig ist aber die Beimengung von Erz und von einem schwach grünlichen, biotitähnlichen Glimmer. Sein Pleochroismus ist bedeutend schwächer als der von Biotit. Die Doppelbrechung ist beträchtlich geringer. Nach dem Vergleich mit dem Bereckkompensator ist sie der von Muskovit ähnlich. Ich vermutete zunächst Leptochlorite. Die Analysenberechnung zeigt, daß es sich um eigenartige Phengite handelt. Der Chlorit ist hier ein selbständiger und bezeichnender Gemengteil des Gesteins und nicht, wie es H. Ebert (1935, S. 25) im Vogtland annimmt, im Zusammenhang mit Quarzgängen entstanden. Er hat sich aber wahrscheinlich erst während der Metamorphose gebildet, was auch von dem Biotit mit seinen ungeknickten Spaltflächen anzunehmen ist.

Das Erz der Grundmasse ist zunächst recht feinkörnig (Fig. 2). Es besteht aus einem Gemenge von Goethit[2]) in rundlich durchscheinenden Stücken und Magnetit. Von diesen feinkörnigen Bestandteilen führen laufende Übergänge zu den groben Magnetitkristallen, die schon makroskopisch auffallen. Im gröberen Erz findet sich kein Goethit mehr. Man kommt also zu dem Schluß, daß sich der Magnetit aus dem Goethit entwickelt hat. Zur gleichen

2) Es wurde zunächst angenommen, daß Hämatit vorliegt. Aus den Analysenberechnungen geht hervor, daß Goethit wahrscheinlicher ist. Ein Axenbild, welches die Unterscheidung zwischen beiden Mineralien herbeiführen könnte, wurde nicht gewonnen.

Ansicht wird man bei der Betrachtung der fast unversehrten Magnetitkristalle in dem schiefrigen Gefüge geführt (Fig. 1 und 3). Die Sprossung der Magnetitporphyroblasten hat also die Durchbewegung überdauert.

Das Gestein über den Dachschiefern erweist sich wie das unter den Dachschiefern unter dem Mikroskop als stark magnetitführend (Taf. 30, Fig. 5—11). Im Süden ist noch viel Serizit beigemischt (Fig. 10—11). Quarzgerölle von 0,1—0,2 mm Größe mit ziemlich eckigem oder ausgefasertem Umriß und undulöser Auslöschung liegen in einer Grundmasse mit 0,01 mm Korngröße. In ihr unterscheidet man deutlich quarz- und serizitreiche Partien von solchen, welche Quarz, Serizit, echten Pennin, das schon erwähnte grünliche Glimmermineral (Phengit) und vor allem Magnetit und Goethit führen. Dies sind die makroskopisch festgestellten Knoten. Das Gefüge ist ausgesprochen schiefrig, doch legt sich gern um die Quarzgerölle ein radialfaseriger Ring von Quarz mit Glimmer (Fig. 10). Nordöstlich Böhlscheiben hingegen liegt ein dunkelgraues körniges Gestein vor. Es zeigt deutliche Striemung und führt ziemlich reichlich Schieferfetzen. Eine Magnetitführung ist schon makrokospisch zu erkennen. Unter dem Mikroskop (Taf. 30, Fig. 5—8) sieht man undulöse Geröllquarze von 0,3—0,9 mm Korngröße. Sie sind gerundet und zeigen kaum noch ursprüngliche Korngrenzen, die immer durch Erzränder gekennzeichnet sind. Das Erz wird beim Weiterwachsen der Quarze ein wenig nach vorn zusammengeschoben. Die Ausfaserung der Quarze ist sehr stark. Sie sind von ausgesprochenen Mörtelzonen ganz durchsetzt (Fig. 6). Die Mörtelzonen kennzeichnen sich durch fein eingestäubte Blasen, Erz und Serizit. Sie treten optisch nicht mehr hervor und entsprechen auch nicht der Böhm'schen Streifung. Die Zonen laufen untereinander parallel und folgen ungefähr der Schieferung. Schiefer- und Plagioklasgerölle in gleicher Korngröße kommen nicht gar zu selten vor.

In der Grundmasse mit 0,02—0,05 mm Korngröße finden wir Quarz, das grünliche Glimmermineral, Goethit, Magnetit und Serizit. Der Magnetit zeigt die gleichen Verhältnisse, wie ich sie schon oben aus dem etwas tiefer liegenden Gestein beschrieben habe. Zahlreiche, völlig frische, eng miteinander verwachsene Quarze gehören wohl zu neugebildeten Quarzlinsen.

Suchen wir nach Vergleichsgesteinen im Saxothuringikum, so fällt als dunkles Gestein in der meist hellen Ordovicischen Serie, der Grauwackenquarzit des Vogtlandes, besonders auf. Seine stratigraphische Stellung mußte ich 1932 noch durchaus offen lassen. Die Verbreitung und die Art seines Auftretens legte Jäger 1927 fest. Er ordnet ihn zwischen den schiefrigen Quarzit (qs), den ich 1932 mit der Frauenbachserie verglich, und die Phycodenserie ein. Diese Stellung entspricht ungefähr der des Magnetitquarzites in der Phycodenserie. Eine kurze Beschreibung unter Hervorhebung des Eisengehaltes lieferte Weise (1929). Neuerdings beschreibt Ebert (1935, S. 23 ff.) das Gestein recht ausführlich aus dem südlichsten Vogtland unter dem Namen „dunkle, quarzitische Grauwacke".

Unter dem Mikroskop (vgl. Taf. 30, Fig. 15—17) erweist sich ein Grauwackenquarzit vom Wendelstein gleichfalls als magnetitführend. Doch ist der Magnetitgehalt deutlich geringer. 0,1—0,2 mm große, ursprünglich wohlgerundete Quarze sind oft weitgehend ausgefasert. Sie liegen in einer Grundmasse von Magnetit, Goethit, Quarz und wenig Serizit. Die Korngröße be-

trägt nach Ebert 0,02—0,03 mm. Als Geröllbestandteile fallen noch Biotite, seltene Schiefereinschlüsse, Zirkon, Turmalin und Rutil auf. Es liegt alles in allem ein sehr ähnliches Gestein vor.

Durch das Entgegenkommen des Sächsischen Geologischen Landesamtes konnte ich über die von mir seinerzeit gesammelten Handstücke hinaus noch weitere Schliffe des Grauwackenquarzites vergleichen. Dabei zeigten sich einige recht konstante Unterschiede. Die sächsischen Grauwackenquarzite führen nur selten die im Schwarzburger Sattel recht gewöhnlichen Chlorite (Fig. 16 u. 17). Doch erwähnt schon Weise (1929, S. 15) einen gelegentlichen größeren Chloritgehalt. Auch scheint im Schwarzburger Sattel die Beimengung von Schiefer- und Feldspatmaterial stärker zu sein. Der Schliff vom Wendelstein bei Falkenstein weist eine vergleichbare Chloritmenge auf. Ich kann auch Ebert nach Kenntnis seines Schliffmaterials nicht folgen, wenn er in diesen Chloritbeimengungen nur eine sekundäre Bildung unter Materialzufuhr sieht. Vermutlich entstanden die Chlorite hier wie im Schwarzburger Sattel aus geeigneten Gemengteilen bei der Regionalmetamorphose. Bemerkenswert in dieser Hinsicht ist auch die eigenartige Umrandung der Quarze von einem Gemenge von Chlorit, Quarz und Magnetit, welches in seinen Längsachsen senkrecht auf den Korngrenzen der Quarzgerölle steht. In den etwas stärker durchbewegten Teilen des Schwarzburger Sattels finden sich gleiche Gefügebilder; doch ist dort meist ein Parallelgefüge vorherrschend, so daß man nur die Tendenz zu radialstrahliger Anordnung erkennen kann.

Im Rahmen dieser Fragen gewinnt nun der „violette cambrische Quarzit" des Thüringer Hauptsattels bei Greiz erneutes Interesse. E. Zimmermann (1893, S. 12) betont ganz besonders deutlich die Gleichheit mit den „Schönecker Quarziten", d. h. mit den Grauwackenquarziten. Seine kurze petrographische Beschreibung hebt ausdrücklich den Gehalt an Eisenerzen hervor, und erwähnt auch die radialfaserigen Ränder von Quarz, Magnetit und Glimmer um die Quarzkörner. Die Stellung im Liegenden der Phycodenserie und im Hangenden eines hellen, schiefrigen Quarzites ist klar zu erkennen. Die Gleichstellung mit dem Grauwackenquarzit des Vogtlandes wurde (1928, S. 97) von A. Graupner übernommen, dessen petrographische Beschreibung uns nichts wesentlich Neues bringt. Das Vorkommen ist unregelmäßig, scheint aber einen bestimmten Horizont einzuhalten. Die ganze Art ähnelt sehr dem Verhalten des Magnetitquarzites der Phycodenserie. Eine kurze Beschreibung unter Benutzung der beiden Arbeiten und nach eigenen Dünnschliffbeobachtungen dürfte folgendes hervorheben. Ein grobkörniges Gestein von schwarzer bis violetter Farbe und dichter Grundmasse, führt zahlreiche gerundete bis 6 mm große, nach Graupner auch bis 10 mm große Quarze. Die Quarze sind z. T. glasklar, z. T. Milchquarze.

U. d. M. (Taf. 30, Fig. 12—14) erweisen sich die Quarze z. T. als eckig begrenzt, z. T. zeigen sie ausgefaserte Ränder. Doch sind die ursprünglichen Korngrenzen hier noch am besten von allen Vorkommen erhalten. Die Quarze zeigen z. T. auch sechseckige Ausbildung. Sie sind recht häufig von „Mörtelzonen" durchzogen. Staub aus Serizit, Erz und Bläschen ordnen sich zu parallelen Flächen an. Sie treten optisch nicht hervor. Die Flächen enden ohne Abbiegung am Rande der Quarzgerölle, sind aber in einem Schliff untereinander subparallel. Sie stehen quer zur Schieferung, seltener bilden sie ein Scherflächenpaar (Fig. 13—14). Sie sind also Erscheinungen der Durch-

bewegung im Gestein und kein vorsedimentäres Quarzgefüge, wie Graupner (1928, S. 98) und Weise (1929, S. 15) annehmen. Grauwacken und Schiefergerölle kommen vor.

In der Grundmasse spielen Erze eine überragende Rolle. Bei dicken Schliffen können sie die Grundmasse opak erscheinen lassen. Magnetit, Goethit und seltener Pyrit[3]) lassen sich erkennen. Die Erze gehen häufig in Brauneisen über. Aus der Mischung vom Rot des Goethites und dem Schwarz des Magnetites dürfte die violette Farbe des Gesteins entstehen. Magnetit scheint schon in den feinsten Aggregaten von 5 μ Größe aufzutreten. Größere Porphyroblasten habe ich nicht bemerkt. Quarzit und Serizit sind noch wichtig. Biotit und Phengit sind vorhanden.

Das Gefüge ist infolge der Parallelstellung der Glimmer und der Längsachsen der Quarze in der Grundmasse schwach schiefrig. Diese Schieferung kann eine Querschieferung sein. Wie E. Zimmermann schon hervorhob, ist jedoch die radialfaserige Umrandung der Quarzgerölle von Serizit-Quarzfasern noch deutlich zu bemerken.

Nach diesen mikroskopischen Daten handelt es sich bei allen Gesteinen um ursprünglich lose Gemenge von Quarzen in 0,5—2 mm Korngröße mit einer Feinsubstanz, welche man auch als Grundmasse bezeichnen kann, von Quarz und Ton (Kaolin, Glimmer) mit einer sehr starken Eisenbeimengung. Die Korngröße der Feinsubstanz beträgt im Durchschnitt 0,002—0,02 mm. Es handelt sich also um eisenschüssige, quarzschluffige Quarzgraupsteine bzw. Quarzgraupschiefer.

Zwischen der Korngröße der Grundmasse und der der Gerölle gibt es keine fließenden Übergänge. Die ursprünglich scharfe Grenze wird nur durch Sammelkristallisationen verwischt. Man wird die Gesteine also nicht den „Wak-Gesteinen" zuzuzählen können. Sie zeigen keine schlechte, über mehrere Kornklassen reichende Auslese der Gerölle. Auch wiegt der Quarz gegenüber allen anderen Gemengteilen vor. Deshalb scheint die Bezeichnung „Meng" noch nicht angebracht. Sie trifft jedenfalls am wenigsten für die Gesteine des Vogtlandes zu. Ich kann mich, vor allem wegen der Kornklassierung, auch nicht entschließen von einer Grauwacke zu sprechen.

Die Sammelkristallisation betrifft vor allem den Eisenanteil. Gleichzeitig mit dieser Sammelkristallisation begann eine Umwandlung des wohl zunächst vorhandenen Brauneisens in Roteisen bzw. Goethit. Das Roteisen selbst wurde mit steigender Metamorphose in Magnetit umgewandelt. Gleichzeitig mit dieser Metamorphose scheint die Bildung von Phengit aus dem Al-führenden Anteil des Tones sich zu ergeben. Die Geröllquarze sind erst tektonisch stark angegriffen worden, es bildeten sich die Mörtelzonen. Eine Rekristallisation führte zur Verheilung, so daß die Mörtelzonen optisch vom Quarzgeröll nicht mehr zu unterscheiden sind. Die Auskristallisation der Grundmasse begann wahrscheinlich um die Geröllquarze herum. In die gelartige Grundmasse wuchsen die Kristalle radialfaserig hinein. Bei beginnender Durchbewegung wurde aus den radialfaserigen Gefügen ein durch das ganze Gestein hindurch geordnetes Parallelgefüge. Die Geröllquarze selber wuchsen anfangs schalen-

3) Der Pyrit zeigt u. d. M. kleine Auflagen von warmer, gelber Farbe und Metallglanz. Die daraufhin unternommene Prüfung auf den Goldgehalt zeigte geringe Spuren des Edelmetalls im ganzen Gestein.

förmig in der bei Sandsteinen üblichen Weise weiter. Dabei schoben sie Verunreinigungen der Grundmasse, vor allem die Eisenmineralien vor sich her und durchschlugen z. T. auch die Säume. Mit beginnender Durchbewegung faserten die Quarze randlich aus und verloren damit ihre zugerundete Gestalt. Sie sehen schließlich eckig bis faserig aus. Alles in allem aber ist die Metamorphose gering. Am schwächsten hat sie wohl die Gesteine des Thüringer Hauptsattels getroffen. Am stärksten wirkt sie sich am Schwarzburger Sattel und nach Ebert's Beschreibungen in gewissen Teilen des Vogtlandes aus.

Stellen wir die optisch gewonnenen Daten zusammen, so gelangen wir zu folgender Übersicht.

Tabelle 1

		I	II	III	IV
Gerölle	Bestand	Quarz Tonschiefer Feldspat?	Quarz Tonschiefer Grauwacken Grünschiefer Feldspat?	Quarz Tonschiefer	Quarz Tonschiefer Grauwacken Turmalin, Rutil Feldspat
	Korngröße	0,3 - 0,9 mm 0,1—0,2 mm 0,5—0,9 mm	0,4—0,5 mm	1 —2,5 mm [4] 3 —5 mm 2 mm 2 —3 mm 0,4—0,1 mm	0,3 mm 2,0 mm 2 —3 mm 7 —0,1 mm 0,3—0,8 mm
Grundmasse	Mineralbestand	Quarz Serizit Phengit [5] Chlorit ? [5] Magnetit Goethit [6]	Quarz Serizit [5] Phengit [5] Biotit Magnetit Goethit [6]	Quarz Serizit Phengit [5] Chlorit ? [5] Magnetit Goethit [6]	Quarz Serizit Phengit [5] Chlorit ? [5] Magnetit Goethit [6]
	Korngröße	0,002—0,2 mm	0,009— ? mm	0,05 mm	0,007—0,025 mm

I. Grenzquarzit des Schwarzburger Sattels
II. Oberer Frauenbachquarzit vom Papstfelsen
III. „Violette cambrische Grauwacke" vom Ostthüringer Hauptsattel
IV. „Grauwackenquarzit" des Vogtlandes

4) Es wurden von Herrn Geh.-Rat Zimmermann vorwiegend grobe Typen gesammelt, die hier zur Untersuchung herangezogen wurden.

5) Aus der Analysenberechnung ergibt sich das Auftreten von Phengit. Ein Teil der Chlorite, meist die mit ziemlich hoher Lichtbrechung und Übergängen gegen „Grüne Biotite", ist wohl auch als Phengit anzusehen.

6) Dem optischen Bilde nach könnte auch Hämatit vorliegen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Ähnlichkeiten im Mineral- und Geröllbestand liegen auf der Hand. Die Auszählung der Schliffe wurde versucht, doch liegen die einzelnen Teilchen so sehr übereinander, daß eine sichere Unterlage nicht zu gewinnen war.

Um über den quantitativen Stoffbestand Klarheit zu gewinnen, stellte Herr Prof. Haller im Chemischen Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt quantitative Analysen des Magnetitquarzites der Phycodenserie, des Quarzites vom Papstfelsen und des Grauwackenquarzites vom Wendelstein her (Tab. 2). Vom „Violetten cambrischen Quarzit" vom Ostthüringer Hauptsattel wurde nur der Eisengehalt bestimmt.

Tabelle 2

	I	II	III	IV
SiO	73,56	70,66		87,21
TiO_2	0,51	0,59		0,41
Al_2O_3	8,69	10,31		2,54
Fe_2O_3	8,55	9,19	8,45	6,33
FeO	1,92	1,99	0,28	0,71
MnO	0,05	0,05		0,03
CaO	fehlt	fehlt		fehlt
MgO	1,04	1,01		0,33
K_2O	2,04	2,55		0,72
Na_2O	1,56	1,61		0,66
H_2O unter 110°	0,06	0,07		0,09
H_2O über 110°	2,08	2,26		1,02
P_2O_5	0,12	0,10		0,16
CO_2	Sp	fehlt		fehlt
S	0,02	Sp		0,01
Cr_2O_5	fehlt	fehlt		fehlt
	100,20	100,39		100,22

I. Magnetitquarzit der Phycoden-Serie; nordost Böhlscheiben. Bl. Bad Blankenburg
II. Magnetitführender Frauenbachquarzit; Hang nordost vom Papstfelsen bei Böhlscheiben. Bl. Bad Blankenburg
III. „Violette kambrische Grauwacke"; zwischen Culmitzsch und Katzendorf; Bl. Waltersdorf-Langenbernsdorf
IV. Grauwackenquarzit; Wendelstein. Bl. Falkenstein

Auch hier treten die Analogien deutlich hervor. Das Fehlen des Calcium, hohe Werte des dreiwertigen Eisens, die durchweg ähnlich bzw. höher als die Aluminiumwerte liegen und ein im Verhältnis zum Aluminium überraschend hoher Gehalt an Alkalien, sind gemeinsame, stark hervortretende Züge. Die Gehalte an zweiwertigem Eisen sind viel geringer als die an dreiwertigem. Die Magnetitgehalte können also nicht groß sein.

Der näheren Berechnung der Analysen auf ihren Mineralbestand hin, stellen sich erhebliche Schwierigkeiten entgegen. Es wurde zunächst versucht, die Analysen unter Annahme eines Mineralbestandes aus Quarz, Serizit, Paragonit, Leptochlorit, Magnetit, Hämatit und Ilmenit zu berechnen. Bei

dem Fehlen der festen Formeln für die Leptochlorite wurden mehrere Versuche nach Analogien mit untersuchten eisenreichen Leptochloriten angestellt. Auch ein Versuch, das Magnesium und zweiwertige Eisen als Biotit unterzubringen, scheiterte. Als wesentliche Schwierigkeit zeigte sich der Mangel an Sesquioxyden. Die Aluminiumgehalte sind so niedrig, daß man eine weitgehende Vertretung des Aluminium durch dreiwertiges Eisen annehmen muß. Dann bleibt aber meist ein so geringer Rest an dreiwertigem Eisen, daß er zur Absättigung des zweiwertigen Eisens, sei es als Magnetit, sei es als Leptochlorit nicht ausreicht. Auch würde nur eine ganz geringe Menge an freiem Erz vorliegen. Ferner bleibt immer ein beträchtlicher Überschuß an Wasser.

Einen anderen Weg der Analysenberechnung beschreitet H. Ebert (1935, S. 25). Er versucht aus einer alten, nicht ganz zuverlässigen Analyse den Mineralbestand zu berechnen. Er nimmt eine Zusammensetzung aus Quarz (81,82%), Magnetit (5,16%), Biotit (2,30%), farblosem Glimmer (6,05%), Albit (4,13%), Rutil (0,45%) und kohliger Substanz (0,06%) an. Seine Berechnungsweise vernachlässigt zunächst, daß die vorhandenen Aluminiummengen nicht ausreichen, um die Glimmer an Sesquioxyden abzusättigen. Weil er Fe^{III} als Ersatz für Aluminium heranziehen muß, verschieben sich seine Werte schon ein wenig. Weitere Verschiebungen werden durch das im Schliff zu erkennende Vorkommen von Hämatit oder Goethit bedingt. Ferner bleiben 0,23% Wasser unberücksichtigt. Auch die Verrechnung des Na als Albit ist anzufechten. Es liegt ja nahe, bei dem großen Mangel an Sesquioxyden das Vorkommen von Feldspat anzunehmen. Abgesehen von den Schwierigkeiten, die bei der Berechnung von Albit auftreten (sehr eisenreicher Biotit!) macht auch der Befund an meinem Analysenmaterial diese Anschauung zunichte. Es ist schon unwahrscheinlich, daß im Dünnschliff mehr als 10% Albit sich völlig der Beobachtung entziehen könnten, wie es bei den Schwarzburger Magnetitquarziten der Fall wäre. Im übrigen habe ich Herrn Dr. Hellmers gebeten, die Analysenpulver noch einmal nach der Einbettungsmethode genau auf das Vorkommen von Albit zu prüfen. Die Lichtbrechungsunterschiede gegen Quarz liegen weit über der Fehlergrenze der Methode. Herr Dr. Hellmers verneint das Vorkommen von Albit in allen vier Proben auf das strickteste.

Diese Umstände führten mich dazu, das Magnesium nach der Phengitformel (K_2O. $2H_2O$. $MgSiO_3$. $2Al_2O_3$. $6SiO_3$) [7]) zu berechnen. Das Aluminium muß auch wieder hier durch dreiwertiges Eisen weitgehend ersetzt werden, genau so wie für das Kalium wohl gewisse Mengen von Natrium eintreten mögen. Es wurde folgender Weg bei der Berechnung beschritten. Zunächst wurde der Ilmenit (TiO_2. FeO) nach dem Titangehalt bestimmt. Aus dem Magnesiumgehalt ergab sich nach obiger Formel die Menge von Phengit. Es war dabei nicht zu ermitteln, wieviel Fe^{III} für Aluminium eintritt, so daß die Sesquioxyde zunächst als Gruppe in allen Glimmern behandelt wurden. Zum Schluß berechnete man die Gesamtmenge des zur Absättigung notwendigen Fe^{III} und verteilte es schematisch auf die Menge der Sesquioxyde. Ähnliche Schwierigkeiten ergaben sich für die Berechnung der Anteile von Kalium und Natrium. Nachdem so der Phengit bestimmt worden war, wurden Serizit, Paragonit und Magnetit in der üblichen Weise verrechnet. Der Rest des SiO_2 wurde als Quarz, der Rest des Fe_2O_3 als Hämatit angesehen. Diese Berechnungsweise führte immer zu sehr großen Mengen von Magnetit, welche

7) Nach den Tabellen von Philipsborn.

Tabelle 3

Analysenberechnung des Grenzquarzites

	Gew. %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	
Gew. Proz.		73,56	0,51	8,69	8,55	1,92	1,04	2,04	1,56	2,08	
Molek. Quot.		1,2243	0,0080	0,0853	0,0536	0,0267	0,0258	0,0217	0,0252	0,1155	
Quarz	56,63	9089									SiO_2
Phengit I	16,87	1806		412	104		258	180	78	516	$(KNa)_2O \cdot 2H_2O \cdot MgSiO_3 \cdot 2[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Phengit II	6,55	560		127	33	80			80	160	$(KNa)_2O \cdot 2H_2O \cdot FeSiO_3 \cdot 2[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Serizit	3,19	224		88	23			37		74	$K_2O \cdot 2H_2O \cdot 3[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Paragonit	7,52	564		226	57				94	188	$Na_2O \cdot 2H_2O \cdot 3[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Ilmenit	1,09		80			80					$FiO_2 \cdot FeO$
Magnetit	2,47				107	107					$Fe_2O_3 \cdot FeO$
Goethit	3,76				212					212	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$
Summe	98,08	1,2243	0,0080	0,0853	0,0536	0,0267	0,0258	0,0217	0,0252	0,1150	

Tabelle 4

Analysenberechnung des Oberen Frauenbachquarzites

	Gew. %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	
Gew. Proz.		70,66	0,59	10,31	9,19	1,99	1,01	2,55	1,61	2,26	
Molek. Quot.		1,1766	0,0092	0,1011	0,0576	0,0277	0,0251	0,0271	0,0260	0,1255	
Quarz	49,61	8259									SiO_2
Phengit I	20,54	1757		399	103		251	251		502	$K_2O \cdot 2H_2O \cdot MgSiO_3 \cdot 2[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Phengit II	5,78	490		111	29	70			70	140	$Na_2O \cdot 2H_2O \cdot FeSiO_3 \cdot 2[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Serizit	1,47	120		48	12			20		40	$K_2O \cdot 2H_2O \cdot 3[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Paragonit	15,20	1140		453	117				190	380	$Na_2O \cdot 2H_2O \cdot 3[(AlFe)_2O_3] \cdot 6SiO_2$
Ilmenit	1,25		92			92					$TiO_2 \cdot FeO$
Magnetit	2,67				115	115					$Fe_2O_3 \cdot FeO$
Goethit	3,56				200					200	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$
Summe	100,08	1,1766	0,0092	0,1011	0,0576	0,0277	0,0251	0,0271	0,0260	0,1262	

Tabelle 5

Analysenberechnung des „Grauwackenquarzites“

	Gew. %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	
Gew. Proz.		87,21	0,41	2,54	6,33	0,71	0,33	0,72	0,66	1,02	
Molek. Quot.		1,4521	0,0064	0,0249	0,0396	0,0099	0,0082	0,0076	0,0107	0,0560	
Quarz	80,01	1,3321									SiO_2
Phengit I	6,68	574		92	72		82		82	164	$(KNa)_2O \cdot 2\,H_2O \cdot MgSiO_3 \cdot 2\,[(AlFe)_2O_3] \cdot 6\,SiO_2$
Phengit II	1,75	140		22	18	20		20		40	$(KNa)_2O \cdot 2\,H_2O \cdot FeSiO_3 \cdot 2\,[(AlFe)_2O_3] \cdot 6\,SiO_2$
Serizit	4,90	336		93	75			56		112	$K_2O \cdot 2\,H_2O \cdot 3\,[(AlFe)_2O_3] \cdot 6\,SiO_2$
Paragonit	2,10	150		42	33				25	50	$Na_2O \cdot 2\,H_2O \cdot 3\,[(AlFe)_2O_3] \cdot 6\,SiO_2$
Ilmenit	0,87		64			64					$TiO_2 \cdot FeO$
Magnetit	0,35				15	15					$Fe_2O_3 \cdot FeO$
Goethit	3,25				183					183	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$
Summe	99,91	1,4521	0,0064	0,0249	0,0396	0,0099	0,0082	0,0076	0,0107	0,0549	

den Hämatit bei weitem überwogen. In einem Fall blieb sogar ein Überschuß an zweiwertigem Eisen. Ganz beträchtliche Wassermengen blieben auch noch unverteilt. Sie verschwanden auch nicht, wenn man an Stelle des Hämatits den Goethit ($Fe_2O_3 . H_2O$) einführte. Die Phengitmenge mußte also größer sein. Ein Teil des FeO tritt an die Stelle des MgO in der Phengitformel. Die Menge des so eingerechneten FeO wurde nun so bemessen, daß von dem frei werdenden Fe_2O_3 das H_2O völlig unter der Annahme der Goethitformel verbraucht wurde. Diese Berechnungsweise führte in allen drei Fällen zu befriedigenden Ergebnissen.

Das errechnete Verhältnis von Paragonit und Serizit ist völlig willkürlich, da es nur davon abhängt, wieviel Natrium man in den Phengit eintreten läßt. Hingegen ist das Verhältnis von Mg—Phengit zu Fe^{II}-Phengit durch den Wassergehalt bestimmt und, wie Tabelle 6 zeigt, recht konstant. Auch das Verhältnis Serizit + Paragonit zu Phengit ist in allen drei Fällen ziemlich gleich.

Tabelle 6

Die Verteilung der Mineralien in Gewichtsprozenten

	im Grenzquarzit	im Oberen Frauenbachquarzit	im Grauwackenquarzit
Quarz	56,63	49,61	80,01
Serizit + Paragonit	10,71	16,67	7,00
Phengit I (mit Mg)	16,87	20,54	6,68
Phengit II (mit Fe") . . .	6,55	5,78	1,75
Magnetit	2,47	2,67	0,35
Goethit	3,76	3,56	3,25
Ilmenit	1,09	1,25	0,87
	98,08	100,08	99,91

Tabelle 7

Das Verhältnis von Serizit zu Phengit I und II:

	im Grenzquarzit	im Oberen Frauenbachquarzit	im Grauwackenquarzit
Serizit + Paragonit	32	39	45
Phengit I (mit Mg)	49	48	43
Phengit II (mit Fe") . . .	19	13	11
	100	100	99

Der Vergleich der Mineralbestände[8]) zeigt, daß im Vogtland reinere Quarzgesteine vorliegen als im Schwarzburger Sattel. Die Abnahme des Eisen-

8) Selbstverständlich entsprechen die berechneten Mineralbestände nicht völlig dem tatsächlichen Befund. Sicher ist echter Chlorit und Biotit neben Phengit vorhanden. Es gibt aber keine Möglichkeit, das Magnesium rechnerisch auf die drei Mineralien zu verteilen. Auch ein Teil des Titan ist sicher als Rutil vorhanden. Doch sind diese Fehler bei der Berechnung in allen Fällen in gleicher Weise gemacht worden, und stören deshalb den Vergleich nicht.

gehaltes scheint der Abnahme des Glimmergehaltes zu folgen. In jeder Hinsicht nimmt das Gestein des Ostthüringer Hauptsattels eine Zwischenstellung ein. Mit dem Quarzgehalt steigt auch der Serizitgehalt etwas an. Das beruht wohl auf der geringen chemischen Angreifbarkeit des Serizites. Trotzdem bleiben aber die Verhältnisse aller übrigen Gemengteile für ein Sedimentgestein bei so großer Entfernung (100 km) recht konstant. Eine scheinbare Ausnahme zeigt sich in dem Verhältnis von Goethit zu Magnetit. Hierin kommt aber nur der verschieden starke Grad der Metamorphose zum Ausdruck. Wir werden deshalb am besten für alle diese Gesteine ein gemeinsames Einzugsgebiet annehmen.

Nicht klar ist mir vorläufig, woher die großen Eisenmengen kommen, die für die Quarzite kennzeichnend sind. Der Eisengehalt läßt sich ja über große Teile des Vogtlandes verfolgen, und scheint auch darüber hinauszugreifen. Jedenfalls sind die Quarzite die ältesten Eisensandsteine von Deutschland.

Zusammenfassung

Es werden magnetitführende, grauwackenartige Quarzite aus dem Tremadocprofil des Schwarzburger Sattels, aus dem Ostthüringer Hauptsattel und dem Vogtlande beschrieben. Allen gemeinsam ist ihre Stellung im tiefen Teil der Phycodenserie an der Grenze zu den Frauenbachquarziten (Tremadocquarziten in meinen früheren Arbeiten).

Im Schwarzburger Sattel liegt ein oberer Magnetitquarzit über der Dachschieferzone. Er keilt nach Süden rasch aus. Am Nordrand liegt bei Böhlscheiben ein zweiter Magnetitquarzit unter den Dachschiefern, an der Obergrenze der Frauenbachserie. Er wurde zuerst von E. Naumann (1930) beschrieben. Im Ostthüringer Hauptsattel hat die „violette cambrische Grauwacke“ und im sächsischen Vogtland der Grauwackenquarzit (qg) die gleiche Stellung inne.

Alle diese Quarzite sind als eisenschüssige Quarzgraup- und Quarzgrittsteine bzw. Schiefer zu bezeichnen. Die Metamorphose läßt aus dem Eisengehalt Goethit, dann Magnetit entstehen. Die beigemengten Glimmer erweisen sich nach der Analyse als Phengit, Serizit und Paragonit. Biotit und Chlorit treten gleichfalls auf. Der Quarz- und der anteilige Serizit-Paragonitgehalt ist im Vogtland höher als im Schwarzburger Sattel. Das Gestein des Ostthüringer Hauptsattels nimmt eine Zwischenstellung ein.

Ein zusammenfassender Name für die Gesteine fehlt bisher. Die in Sachsen viel angewandte Bezeichnung „Grauwackenquarzit“ ist zu unbestimmt und läßt keinen stratigraphischen Horizont vermuten. Ich möchte daher die Bezeichnung: Magnetitquarzit des Tremadoc, bzw. genauer der Phycodenserie, vorschlagen. Im Schwarzburger Sattel kann man einen oberen und einen unteren Magnetitquarzit unterscheiden. Der letztere gehört schon der Frauenbachserie an.

Angeführte Schriften

Dahlgrün, F.: Die stratigraphische Bedeutung der neuen Graptolithenfunde im Thüringer Untersilur. — Beitr. Geol. v. Thüringen, **2**, S. 23—28. Jena 1928.

Deubel, F., Naumann, E. & Schröder E.: Blatt Bad Blankenburg der Geologischen Spezialkarte von Preußen usw. und Erläuterungen. — 121 S., 3 Taf., 4 Abb. Berlin 1930.

Ebert, H.: Die Gesteine des Blattes Klingental—Zwota. — Erl. Geol. Spezialkarte Sachsens. — Bl. 152, Klingenthal—Zwota. 2. Aufl., 39 S., 4 Taf., 1 Abb. Leipzig 1935.

Gaertner, H. R. von: Die Ausbildung des tieferen Ordoviziums in Thüringen und Sachsen. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 692—697. Berlin 1932.

— : Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teil des Schwarzburger Sattels. — Jb. preuß. geol. L.-A., **54**, S. 1—36, 8 Abb. Berlin 1933.

Graupner, A.: Das phyllitische Kerngebiet des Ostthüringer Hauptsattels. — Beitr. Geol. Thüringen, **2**, S. 82—105, S. 113—144, 8 Abb., 2 Taf. Jena 1928.

Jaeger, W.: Der geologische Bau des Vogtländischen Phyllitgebietes zwischen Adorf, Auerbach und Graslitz. — Abh. sächs. geol. Landesamt, **6**, 29 S., 1 Karte, 7 Abb. Leipzig 1927.

Schüller, A.: Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre geologische Ableitung und ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. Präv. Glied. Sächs.-Fichtelbg. Krist. Schief. III. — Abh. Sächs. Akad. Wissensch., 42, 3; 52 S., 3 Abb., 6 Taf. Leipzig 1934.

Thoral, M.: Contributionàl étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire. — 362 S., 15 Abb., 35 Taf. Montpellier 1935.

Weise, E.: Erläuterungen zu Blatt Adorf Nr. 151. — 58 S., 4 Abb. Geol. Karte Sachsen, **151**, 58 S., 4 Abb., 2. Aufl. Leipzig 1929.

Zimmermann, E.: Erläuterungen zu Blatt Waltersdorf—Langenbernsdorf. — 65 S., Geol. Spez.-Karte Preußen, Lief. 67 (Grad. Abt. 71, Nr. 18). Berlin 1893.

Urschrift eingegangen am 15. Oktober 1935
Druckauftrag erteilt am 3. Februar 1936

Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes und besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen

Von Eduard Mückenhausen

Mit 10 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
A. Einleitung	461
B. Das Wesen der Bodentypenwandlungen	461
C. Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes	463
I. Typenwandlungen bei Steppenböden	463
II. Die Einteilung der Waldböden	466
III. Typenwandlungen bei braunen Waldböden, ferner bei rostfarbenen und nassen Waldböden (auf Geschiebemergel)	468
IV. Typenwandlungen bei rostfarbenen Waldböden auf Sand und sandigen Bodenarten	478
V. Typenwandlungen bei mineralischen Naßböden	479
1. Typenwandlungen bei Bruch- und Aueböden	479
2. Typenwandlungen bei Marschböden	485
D. Besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen	488
I. Die Typenwandlungen von mineralischen Naßböden zu Waldböden	488
1. Die Typenwandlung von Aueboden zu braunem Waldboden	488
2. Die Typenwandlung von Marschboden zu braunem Waldboden	491
3. Die Typenwandlung von Aueboden zu rostfarbenem Waldboden	495
II. Die Typenwandlung von nassem Waldboden zu Heideboden	497
III. Die Typenwandlungen mineralischer Naßböden zu Heideböden	502
1. Die Typenwandlung von Aueboden zu Heideboden	502
2. Die Typenwandlung von Bruchboden zu Heideboden	503
IV. Die Typenwandlung von Heideboden zu Anmoor	504
V. Die Typenwandlung von Eschboden zu braunem Waldboden	506
1. Die Bildung des Eschbodens auf verschiedenen Bodentypen	506
2. Der Einfluß der Eschauflage auf den ursprünglichen Bodentyp	506
3. Die Bildung eines braunen Waldbodens in der Eschauflage	507
E. Die wissenschaftliche und praktische Bedeutung der Bodentypenwandlungen	510
I. Die wissenschaftliche Bedeutung	510
II. Die praktische Bedeutung	511
F. Zusammenfassung	512
Schrifttum	514

A. Einleitung

Das eigene Beobachtungsmaterial für die vorliegende Arbeit wurde zum größten Teil bei einer Kartierungsarbeit im Maßstab 1:100 000 in Nordniedersachsen gesammelt. Die Kartierung wurde im Dienste der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, durchgeführt. Der Präsident der Geologischen Landesanstalt, Herr Prof. Dr. von Seidlitz, erlaubte dem Verfasser, das bei der Kartierung gewonnene Material für diese Arbeit zu verwenden. Ich möchte Herrn Prof. Dr. Stremme, Danzig und Herrn Dr. Görz, Berlin, für den Gedankenaustausch und die freundlichen Ratschläge, die sie mir für diese Arbeit gaben, ganz besonders danken. Ebenso danke ich Herrn Dr. Frhr. von Hoyningen-Huene, dem die Kartierung unterstand, daß er die Abfassung dieser Arbeit befürwortete.

Im ersten Teil der Arbeit wird auch neues Beobachtungsmaterial aus Nordniedersachsen der Vollständigkeit halber gebracht werden. Damit greifen wir zwar in den zweiten Teil der Arbeit vor; doch ist das notwendig, um in der Zusammenstellung der Bodentypenwandlungen der Hauptbodentypen des norddeutschen Flachlandes ein geschlossenes Bild vorzustellen.

B. Das Wesen der Bodentypenwandlungen

Zunächst soll eine kurze Definition von Bodenart und Bodentyp vorausgeschickt sein: Mit der Bodenart bezeichnet man die stoffliche Zusammensetzung des Bodens. Der Bodentyp kennzeichnet das Ergebnis der Einwirkung der Bodenbildungsfaktoren, wodurch dem Boden ein bestimmtes Profilgepräge gegeben wird. Die Bodenbildungsfaktoren werden von H. Stremme (1930 c) folgendermaßen gegliedert: Vegetation (einschließlich der Tiere und Kleinlebewesen), Relief, Wasseransammlung, Gestein bzw. Bodenart und menschliche Arbeit als sichtbare Faktoren von unmittelbarer Wirkung; Klima und Dauer des Vorganges als unsichtbare Faktoren von mittelbarer Wirkung. Das Bodenprofil, das Charakteristikum des Bodentyps, ist gleichsam das Register, in das die Einwirkungen der Bodenbildungsfaktoren und der Grad ihrer Einwirkung eingetragen sind.

Bei der Bodenbildung gibt meistens ein Bodenbildungsfaktor dem Boden das Gepräge, d. h. der Boden wird durch einen der oben genannten Faktoren derart stark beeinflußt, daß die Wirkung anderer Faktoren weniger in Erscheinung tritt. Beispielsweise spielt bei den Naßböden die Wasseransammlung, bei den Gesteinsböden das Gestein die Hauptrolle. Dabei kann der Einfluß der übrigen Faktoren der Bodenbildung verschieden groß sein.

Wenn nun durch natürliche oder künstliche Einflüsse die Wirkung der einzelnen Bodenbildungsfaktoren geändert wird, oder wenn sich zwei Faktoren in der Hauptrolle ablösen, so sucht der Boden sich den neuen Verhältnissen anzupassen. Der Boden hat jetzt die Tendenz, in seinem Profil ein Gepräge anzunehmen, welches dem neuen Zusammentreffen der Bodenbildungsfaktoren entspricht. Wird beispielsweise ein Boden stark entwässert, so daß das Grundwasser nicht mehr einwirken kann, so beginnt eine Bodenbildung, wie sie in demselben Gebiet und auf derselben Bodenart anzutreffen ist, wo das Grundwasser keinen Einfluß ausübt. Ein solcher anders gerichteter Bodenbildungsprozeß geht um so schneller, je intensiver der Einfluß der neuen Faktoren ist. Der Boden gleicht sich den neuen Verhältnissen — man könnte

sagen, der neuen Faktorenkonstellation — ebenso an, wie ein Gestein bzw. die Mineralien des Gesteins sich bei der Metamorphose an den neuen Druck- und Wärmezustand anpassen.

A. Stebutt (1930) bezeichnet diese Vorgänge im Boden als Bodenmetamorphose. Der Ausdruck Bodentypenwandlung kennzeichnet diese Erscheinung auch sehr gut, weil hierin zum Ausdruck kommt, daß sich die charakteristischen Merkmale zweier Bodentypen in einem Profil vereinigt finden, und daß zwei Typen zeitlich aneinander grenzen. Der praktische Wert in der Erkennung solcher sich überschneidenden Prozesse liegt darin, daß man bei praktischen Vorschlägen das Verhalten beider Typen abwägen kann.

Die besprochene Art der Bodentypenwandlung darf nicht verwechselt werden mit den Übergängen verschiedener Bodentypen. Jeder Bodenkundler weiß, daß die Bodentypen räumlich nicht scharf gegeneinander absetzen, sondern einen mehr oder weniger breiten Übergang zeigen. Bei einem Übergang zweier Typen handelt es sich um die gleichzeitige Einwirkung der Faktoren zweier aneinander grenzender Bodentypen. Das ist jedoch keine Typenumbildung bzw. Typenwandlung, sondern ein Typenübergang, der von den Bodenbildungsfaktoren der angrenzenden Typen geschaffen wird. Im Gegensatz dazu handelt es sich bei der Bodentypenwandlung um eine zeitlich getrennte Einwirkung zweier Gruppen von Bodenbildungsfaktoren. Und nur diese soll in dieser Arbeit berücksichtigt werden. Allerdings lassen sich davon nicht die Typenwandlungen trennen, die nur durch den Faktor Zeit erfolgen.

In der Literatur findet man sehr wenig genaue Angaben über lokale Bodentypenwandlungen. Wohl sind in der Literatur Typenwandlungen regionaler Natur eingehend behandelt, wie beispielsweise die Degradierung der Schwarzerde (Stremme 1930 b) usw. Hierbei handelt es sich auch um eine Typenwandlung, die jedoch größere Räume umfaßt, während im zweiten Teil dieser Arbeit Typenwandlungen mehr lokaler Art besprochen werden sollen. Nach H. Stremme[1]) ist über das Gebiet der Bodentypenwandlungen noch recht wenig bekannt; er mißt einem genauen Studium dieser Vorgänge großen Wert bei. A. Stebutt (1930) schreibt: „Reliktböden, Bodenmetamorphose und Bodenepigenese bilden Fragen, die noch wenig berührt worden sind. Ihre Bedeutung nimmt indessen immer mehr zu, da die Entstehung vieler Böden nur an der Hand dieser Begriffe aufgeklärt werden kann . . ., zumal die Fachliteratur diesbezüglich über ein noch sehr spärliches Material verfügt, weshalb auch die theoretischen Ansichten über die genannten Erscheinungen im Anfangsstadium sind".

Der erste Teil der vorliegenden Arbeit bringt eine Zusammenstellung der Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes, wobei die genetischen Fragen gleichzeitig besprochen werden. Im zweiten Teil dieser Arbeit behandeln wir Typenwandlungen, die in Nordniedersachsen beobachtet wurden und zum großen Teil lokaler Natur sind. Dabei wird außer den genetischen Problemen besonders darauf hingewiesen, welche Bedeutung die Typenwandlung für den Wert des Bodens besitzt. Am Schluß der Arbeit werden wir zusammenhängend betrachten, welche Bedeutung der Bodentypenwandlung für Wissenschaft und Praxis beizumessen ist.

[1]) Diese Äußerung von Herrn Prof. Dr. H. Stremme entnehme ich einer freundlichen Mitteilung aus dem Jahre 1934, für die ich aufrichtig dankbar bin.

C. Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes

I. Typenwandlungen bei Steppenböden

In dem Schema der Typenwandlungen bei Steppenböden sind die wichtigsten Typenwandlungen aufgeführt. Die schwarzen und braunen Steppenböden sind zusammengefaßt, da sie dieselben Typenwandlungen zeigen. Der Gang dieser Typenwandlung sei kurz geschildert.

Der nicht degradierte Steppenboden besitzt ein A C-Profil, das in erster Linie durch eine Steppengrasvegetation und eine Niederschlagshöhe, die im Durchschnitt 450 mm nicht übersteigt, gebildet wird. Die Mächtigkeit des A-Horizontes schwankt ungeheuer und ist abhängig vom geologischen Substrat, Relief, Dauer der Bodenbildung und Tätigkeit der Organismen. Wie bereits gesagt, besitzen die Steppenböden nicht immer eine schwarze Farbe, sondern können auch schwarzbraun und braun sein, ebenso können alle Nuancen zwischen den genannten Farben auftreten. Charakteristisch ist die Struktur, die meist vielkantige Krümel vorstellt. Die unteren Partien besitzen mehr rundliche und nußähnliche Krümel. Der ganze A-Horizont ist von Wurm-, Mäuse- und Maulwurfsgängen durchzogen; das ist auch ein bezeichnendes Merkmal für den Steppenboden. Meist besitzt der Steppenboden viel Kalk, der fein verteilt ist, aber auch oft weiße Anflüge und Konkretionen bildet.

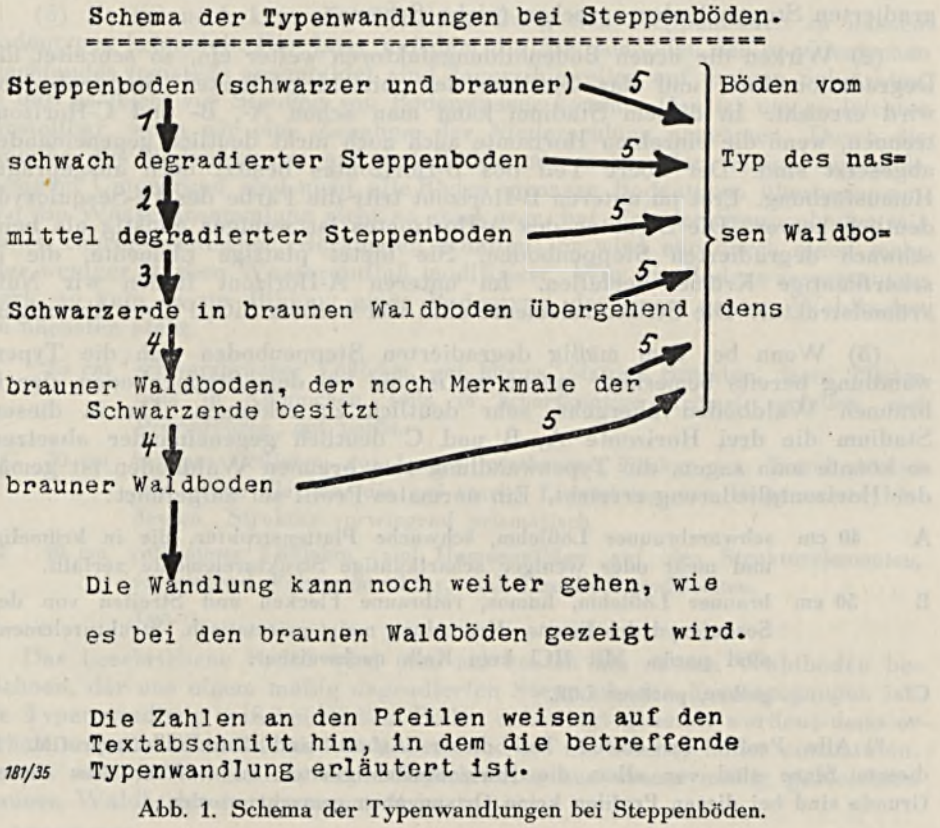


Abb. 1. Schema der Typenwandlungen bei Steppenböden.

Ein normales Profil[2]) ist folgendes:

A 60 cm Löß, schwarz-braun, humos, vielkantige poröse Krümel, im unteren Horizont größere Krümel, kalkhaltig, stark durchwurzelt und locker.

C gelber Löß, kalkhaltig.

(1) Wenn die oben genannten Bodenbildungsfaktoren (Vegetation und Klima) des Steppenbodens von Faktoren abgelöst werden, die den Boden in die Richtung der braunen Waldböden führen, so wird der Steppenboden degradiert. Dieser Fall ist nach der allgemeinen Annahme in Europa eingetreten. Das Klima wurde feuchter, und damit drang die Waldvegetation in die Steppe vor, wodurch die Degradation eingeleitet wurde. Damit nimmt die Typenwandlung ihren Anfang. Das wesentlichste äußerliche Kennzeichen besteht darin, daß nun aus dem A C-Profil ein A B C-Profil gebildet wird. In diesem Falle ist die Degradation schon ziemlich weit vorgeschritten. Bei Beginn der Degradation wird zunächst die untere Partie des A-Horizontes heller. Das ist ein Zeichen dafür, daß einerseits die Humifizierung in dieser Tiefe eingestellt ist, und daß ferner die Umlagerung der Sesquioxyde des Eisens und des Aluminiums begonnen hat. Die Struktur ändert sich, indem die vielkantigen Krümel scharfkantig werden, weniger porös sind und auch querprismatische Elemente auftreten. Auf den Krümelflächen findet sich SiO_2 in Form von weißem Staub. Damit kann man von einem schwach degradierten Steppenboden sprechen (siehe Schema).

(2) Wirken die neuen Bodenbildungsfaktoren weiter ein, so schreitet die Degradation fort, und das Stadium des mitteldegradierten Steppenbodens wird erreicht. In diesem Stadium kann man schon A-, B- und C-Horizont trennen, wenn die einzelnen Horizonte auch noch nicht deutlich gegeneinander abgesetzt sind. Der obere Teil des B-Horizontes besitzt noch ausgeprägte Humusfärbung. Erst im unteren B-Horizont tritt die Farbe des Fe-Sesquioxyds deutlich hervor. Die Struktur des A-Horizontes ist weniger günstig als beim schwach degradierten Steppenboden. Sie bietet plattige Elemente, die in scharfkantige Krümel zerfallen. Im unteren A-Horizont finden wir Nußkrümelstruktur. Die Strukturelemente sind von weißem SiO_2-Pulver überzogen.

(3) Wenn bei dem mäßig degradierten Steppenboden sich die Typenwandlung bereits bemerkbar macht, so ist sie bei dem Steppenboden, der in braunen Waldboden übergeht, sehr deutlich zu erkennen. Da in diesem Stadium die drei Horizonte A, B und C deutlich gegeneinander absetzen, so könnte man sagen, die Typenwandlung zum braunen Waldboden ist gemäß der Horizontgliederung erreicht. Ein normales Profil sei aufgeführt:

A 40 cm schwarzbrauner Lößlehm, schwache Plattenstruktur, die in krümelige und mehr oder weniger scharfkantige Strukturelemente zerfällt.

B 50 cm brauner Lößlehm, humos, rotbraune Flecken und Streifen von dem Sesquioxyd des Eisens. Krümelung meist prismatisch. Strukturelemente sind porös. Mit HCl kein Kalk nachweisbar.

C gelber, poröser Löß.

---

[2]) Alle Profile im ersten Teil dieser Arbeit sind Durchschnittsprofile. In diesem Sinne sind vor allem die Horizontmächtigkeiten zu werten. Aus diesem Grunde sind bei diesen Profilen keine Ortsangaben gemacht worden.

(4) Die Tendenz der Degradierung geht weiter. Die Struktur des A-Horizontes weicht immer mehr von der guten Krümelung des Steppenbodens ab. Die Struktur wird prismatisch und mehr klumpig. In der unteren Partie des A-Horizontes findet man bisweilen sogar gebleichte Quarzkörner, so daß man jetzt schon von einer angedeuteten Podsolierung sprechen darf. Die warme braune Farbe des B-Horizontes, die durch den Humus bewirkt wurde, geht mehr in die rostbraune Farbe des Fe-Sesquioxyds über. Wohl zeigen die Flächen der Strukturelemente ausgeprägte Humusanflüge. Die Struktur des B-Horizontes ist noch gut, sie besitzt noch vielfach Krümel. Wenn die Degradierung so weit wie in der eben besprochenen Weise vorgeschritten ist, können wir die Typenwandlung des Steppenbodens zum braunen Waldboden als vollständig erachten. Ein gut ausgeprägtes A B C-Profil ist vorhanden mit schwachen Bleichungserscheinungen in der Krume. Es ist selbstverständlich, daß dieser Boden noch Merkmale des Steppenbodens besitzt und sich auch anders verhält als ein brauner Waldboden, der unmittelbar aus dem Muttergestein entsteht. In der Erkenntnis dieser Tatsache liegt eine der wichtigsten Bedeutungen der Bodentypenwandlung.

Wir könnten die Wandlung dieses Bodens noch weiter verfolgen, doch beginnt jetzt eine Wandlungsreihe, die der der braunen Waldböden im Prinzip gleichkommt, und diese Wandlungen wollen wir bei den braunen Waldböden behandeln.

(5) Es sei noch kurz die Typenwandlung der Steppenböden zu nassen Bodentypen behandelt. Der Löss, auf dem die Steppenböden des norddeutschen Flachlandes meistens ausgebildet sind, lagert bisweilen auf tonigen Substraten, so daß es leicht zur Stauung von Bodenwasser kommt. Das ist um so leichter vorstellbar, wenn wir eine Zunahme der Niederschläge annehmen. Durch die Stauung des Bodenwassers auf den Böden mit mehr oder weniger undurchlässigem Untergrund sind nicht alle Böden in nasse Bodentypen übergegangen. Wo die Wasseransammlung nicht so stark war, hat sich der Steppenboden mit seinen charakteristischen Merkmalen erhalten; er wird nur durch einen mehr oder weniger starken Wassereinfluß modifiziert. War die Bodenwasserstauung stark, so kam es zur Bildung eines Bodentyps, der einem nassen Waldboden am nächsten steht.

A_1	25 cm	schwarzbrauner Lößlehm, gut humos, plattige Struktur, deren Platten teils in Klümpchen, teils in scharfkantige Krümel zerfallen, viel Wurmröhren, gut porös.
A_2G	30 cm	brauner Lößlehm, gut humos, rostbraune Flecken von Eisenhydroxyd und graue Flecken, die auf starke Einwirkung von Bodenwasser hindeuten. Struktur vorwiegend prismatisch.
BG	40 cm	rotbrauner Lößlehm, viel Humusanflüge auf den Strukturelementen, vorwiegend Prismenstruktur, viel Eisenhydroxydflecken.
C		Ton.

Das beschriebene Profil wird man am besten als nassen Waldboden bezeichnen, der aus einem mäßig degradierten Steppenboden hervorgegangen ist. Die Typenwandlung muß bei diesem Boden unbedingt genannt werden; denn er verhält sich als Pflanzenstandort anders und ist als solcher höher einzustufen, als ein nasser Waldboden, der beispielsweise aus einem mäßig gebleichten braunen Waldboden hervorgegangen ist.

Wie das Schema der Typenwandlungen bei Steppenböden angibt, können die nassen Bodentypen von allen Steppenböden ausgehen. Der Degradierungsgrad spielt dabei keine Rolle. Wohl könnte die Bodenwasseransammlung bei den stark degradierten dadurch unterstützt werden, daß hier bereits eine Umlagerung eingesetzt hat, wodurch der B-Horizont dichter wird. Eine derartig starke Verdichtung tritt bei diesen Böden jedoch selten auf.

In flachem Gelände kann durch Grundwasseranstieg eine Typenwandlung eintreten, die den Steppenboden (Degradierungsstufe kann verschieden sein) in einen nassen Bodentyp übergehen läßt, der in seinem Verhalten und seinem Wasserhaushalt zu den mineralischen Naßböden (= Grundwasserböden) gestellt werden muß. Dieser Fall kann auch in muldenförmigen Geländepartien eintreten, wo ein Grundwasseranstieg bzw. eine Wasseransammlung erfolgt. Es sei besonders betont, daß es oft außerordentlich schwierig oder gar unmöglich ist, Bodenwasser- und Grundwasserwirkung im Boden zu unterscheiden. Aus diesem Grunde kann man die eben besprochenen Typenwandlungen von Steppenböden zu nassen Bodentypen nicht scharf trennen.

II. Die Einteilung der Waldböden

Es soll kurz dargelegt werden, wie weit die Einteilung der Waldböden nach rein chemischen Gesichtspunkten mit der Gliederung nach bodenmorphologischen Daten in Einklang steht. Laatsch (1934), Krauss & Härtel (1930), Pallmann (1933), Stebutt (1930) und Tamm (1932) nehmen als Einteilungsprinzip der Waldböden den Einwirkungsgrad des Säurewasserstoffs an. Danach teilen diese Autoren die Waldböden in 3 Gruppen ein: 1. Böden, bei denen ein Aufbau von Sorptionskomplexen stattfindet; 2. Böden, bei denen der klimatisch größtmögliche Sorptionskomplexaufbau erreicht ist; 3. Böden, bei denen die Sorptionskomplexe zerfallen. Zu der 1. Gruppe zählen diese Autoren alle nicht voll entwickelten Waldböden, zu der 2. Gruppe die braunen Waldböden und zur 3. Gruppe alle gebleichten Waldböden. K. v. Bülow & G. Görz (1933) und in Anlehnung an diese beiden Autoren W. Laatsch (1934) bezeichnen die 1. Gruppe auch als unreife Böden, die 2. Gruppe als vollreife Böden und die 3. Gruppe als gealterte Böden. Die im Kapitel C III in einem Schema in Anlehnung an die Einteilung nach Stremme (1926, 1930 a) gegebene Gliederung der Waldböden sei neben die oben beschriebene Einteilung gestellt, um zu sehen, wie weit hier Übereinstimmung herrscht. Das läßt sich natürlich nur in großen Zügen machen. Die in dem Schema angegebenen schwach und mittel ausgebildeten Waldböden, die schematisch zwischen dem rohen Geschiebemergel und dem braunen Waldboden stehen, stimmen mit der 1. Gruppe überein. Der braune Waldboden gehört in die 2. Gruppe. In die 3. Gruppe gehören die gebleichten braunen Waldböden und die rostfarbenen Waldböden, die aus braunen hervorgegangen sind und nur weitere Verarmungsstadien darstellen. Bei diesen rostfarbenen Waldböden muß unbedingt zum Ausdruck gebracht werden, daß eine Wandlung vom braunen Waldboden her vorliegt. Dem Fachkundigen wird das Bodenartenprofil in den meisten Fällen schon sagen, ob eine solche Wandlung vorliegt oder nicht.

Bis hierhin lassen sich die verschiedenen Gliederungen der Waldböden parallelisieren. Wie stehen nun die rostfarbenen Waldböden (nach Stremme), die unmittelbar aus einem Gestein hervorgehen, zu der Gliederung der Autoren,

die als Einteilungsprinzip den Säurewasserstoff annehmen und keine rostfarbenen Waldböden ausscheiden. Zunächst muß gesagt werden, daß die rostfarbenen Waldböden, die unmittelbar aus einem Gestein (als Gestein ist in diesem Falle auch beispielsweise ein Sand zu betrachten) hervorgehen, nur auf Sand und sandigen Bodenarten auftreten. (Das schließt nicht aus, daß auf Sand und sandigen Bodenarten ein brauner Waldboden entstehen kann.) Diese Bodenarten müssen einen etwas anderen Ablauf der chemischen Vorgänge im Boden bewirken, weil die Durchschlämmung des Bodens entschieden größer ist als bei bindigeren Bodenarten. Wir müssen beachten, daß bei den leichten Bodenarten die Zerfallsprodukte der primären Silikate leicht ausgewaschen werden und so der Aufbau der Sorptionskomplexe nicht in dem Maße stattfinden kann, wie in den bindigeren Bodenarten, auf denen vorzugsweise im humiden Klima die braunen Waldböden auftreten. Wenn bereits ein Aufbau von Sorptionskomplexen in den in Frage stehenden rostfarbenen Waldböden stattgefunden hat, so werden diese leichter angegriffen und zerfallen eher; ferner können sie rein physikalisch ausgewaschen werden. Außer den bodenmorphologischen Erwägungen dürfte auch auf Grund dieser chemischen Besonderheiten eine gesonderte Stellung der rostfarbenen Waldböden gerechtfertigt sein. Wegen des andersartigen Ablaufs der chemischen Vorgänge im rostfarbenen Waldboden ist es nicht möglich, die öfter in diesem Kapitel genannte Dreiteilung in vollem Umfange auf diese rostfarbenen Waldböden anzuwenden. Das geht nur, indem wir den durch die Bodenart bedingten andersartigen chemischen Ablauf der Bodenbildung zu Grunde legen. Weil in dem rostfarbenen Waldboden (auf Sand und sandigen Bodenarten) mit der Tendenz eines Sorptionskomplexaufbaues auch ein Zerfall bzw. eine Auswaschung derselben statthat, so ist in der an sich auf morphologischen Daten gegründeten Reihe der rostfarbenen Waldböden ein n i c h t gebleichter rostfarbener Waldboden nicht aufgenommen (siehe Schema). Es findet nämlich mit dem Aufschluß der primären Silikate gleichzeitig eine Verarmung, eine Bleichung statt. Das macht sich im A_2-Horizont durch eine bleigraue Färbung und im B-Horizont durch eine rostbraune Farbe bemerkbar, nach der der Boden benannt ist.

Es ist ein unbedingtes Erfordernis, bei den rostfarbenen Waldböden das Ausgangsgestein anzugeben, damit der Boden wertmäßig richtig eingestuft werden kann. Man kann beispielsweise keinen schwach gebleichten rostfarbenen Waldboden auf einem mineralkräftigen Spatsand mit demselben Bodentyp auf einem armen Dünensand wertmäßig vergleichen. Hierbei muß zunächst das Gestein wertmäßig festgelegt werden; dann kann man für die Bleichung einen der Verarmung entsprechenden Abstrich machen. Das gilt ebenso für die Reihe der braunen Waldböden. Auch hierbei kann man ebensowenig einen braunen Waldboden auf sandigem Geschiebemergel mit einem solchen auf Löß wertmäßig gleichstellen.

Aus diesen Darlegungen ersehen wir, wie die Bodenmorphologie arbeitet und wie sie darnach trachtet, die chemischen Vorgänge der Bodenentwicklung in die Systematik einzubauen, um den Boden sowohl systematisch wie wertmäßig richtig zu charakterisieren. Es muß betont werden, daß wir ohne eine genaue morphologische Gliederung der Bodentypen eine Kartierung der Bodentypen nicht vornehmen können, wenn es dabei darauf ankommen soll, Böden gleicher Eigenschaften und gleichen Wertes zusammenzufassen. Es ist technisch un-

möglich, in der Kartierungspraxis die vielen zu untersuchenden Profile chemisch einzeln zu untersuchen. Wir müssen hier mit der Bodenmorphologie arbeiten.

Es wird chemisch bei weitem nicht immer möglich sein, eine Verarmung durch Podsolierung von einer solchen zu unterscheiden, die durch den Einfluß des Bodenwassers hervorgerufen wird. Die Praxis lehrt, daß selbst ein schwacher Bodenwassereinfluß den Bodenwert u. U. mehr herabmindert als eine Bleichungsstufe. (Bei Bodenwassereinfluß mindert nicht allein die dadurch hervorgerufene Verarmung den Boden, sondern auch die Nässe an sich und die damit bedingte physikalische Verschlechterung.) Morphologisch ist auch ein schwacher Bodenwassereinfluß ohne weiteres erkennbar. Vor allen Dingen ist es aus praktischen Gründen unbedingt erforderlich, die Verarmung durch Podsolierung und die durch Bodenwassereinfluß scharf zu trennen. Hierbei leistet die Bodenmorphologie unentbehrliche Dienste.

III. Typenwandlungen bei braunen Waldböden, ferner bei rostfarbenen und nassen Waldböden (auf Geschiebemergel)

In diesem Abschnitt wird nicht nur eine Zusammenstellung von bereits bekannten Typenwandlungen gegeben, sondern es werden auch neu bekannt gewordene Typenwandlungen kurz besprochen werden. Damit greifen wir zwar in den zweiten Teil der Arbeit vor, doch ist dies nötig, um hier ein vollständiges Bild zu geben.

Wir wollen bei der Besprechung der Typenumwandlungen auf den Waldböden Norddeutschlands eine Bodenart voraussetzen, auf der fast nur die in der Überschrift genannten Bodentypen vorkommen, nämlich den Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm. Der Geschiebemergel ist in seiner Zusammensetzung sehr inhomogen, schwankt in seiner Mächtigkeit ungeheuer und ist verschieden alt. Die inhomogene Zusammensetzung und die wechselnde Mächtigkeit bewirken eine verschiedene natürliche Drainage, worauf in erster Linie der komplizierte genetische Gang der Bodentypen auf diesem Substrat zurückzuführen ist. Hierauf beruhen vor allem die vielen Typenwandlungen, die das beigefügte Schema zeigt. In der Literatur findet man häufig auf die Bedeutung der natürlichen Drainage bei der Bodenentwicklung hingewiesen. Neuerdings hat Stremme (1935) wieder darauf aufmerksam gemacht. Durch die inhomogene Zusammensetzung des Geschiebemergels verhält dieser sich wie verschiedene Bodenarten. Das bedeutet, daß man bei der Betrachtung der Typenwandlungen der Böden auf Geschiebemergel gleichzeitig die Typenwandlungen auf verschiedenen Bodenarten in einem Gang erfaßt. Daß das Bodensubstrat auf den Bodentyp und seine Entwicklung von großer Bedeutung ist, wurde oft beobachtet. M. Sellke (1935) wies beispielsweise in Südniedersachsen an sehr instruktiven Beispielen nach, daß in derselben Klimaprovinz auf verschiedenen Bodenarten auch grundverschiedene Bodentypen entstehen können, was nur auf die bodenartlichen Unterschiede und die damit bedingte natürliche Drainage und Vegetation zurückzuführen ist.

(1) Wir gehen aus von einem Geschiebemergel, auf dem zunächst ein schwach ausgebildeter brauner Waldboden entsteht, bei dem A- und B-Horizont eine geringe Mächtigkeit besitzen. Mit dem Fortschritt der Verwitterung, d. h. mit dem Fortschritt des Aufschlusses der primären Silikate

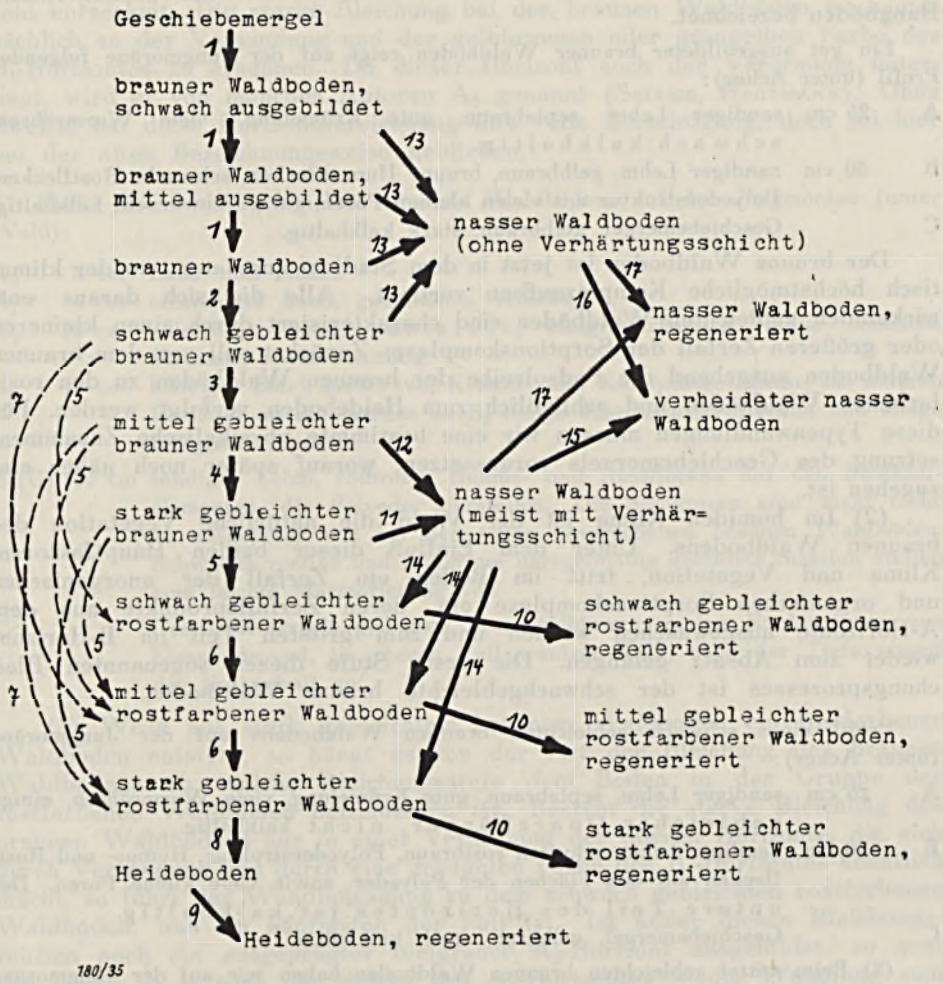


Abb. 2. Schema der Typenwandlungen bei braunen Waldböden, ferner bei rostfarbenen und nassen Waldböden (auf Geschiebemergel).

wird das Profil immer mächtiger, bis der völlig ausgebildete braune Waldboden erreicht ist. Es handelt sich also hier um das Stadium des Sorptionskomplexaufbaues. Im beigegebenen Schema sind zwischen dem rohen Geschiebemergel und dem ausgebildeten braunen Waldboden nur zwei nicht ganz ausgebildete braune Waldböden angegeben. Es gibt selbstverständlich hier die verschiedensten Ausbildungsgrade. Auf dem Geschiebemergel Norddeutschlands finden wir diese Typen auf Kuppen und Hängen, wo es durch die

dauernde Abtragung nicht zu einer vollständigen Ausbildung eines braunen Waldbodens kommen kann. Da bei diesen Böden nicht der Faktor Zeit, sondern das Relief die Ursache der schwachen Profilausbildung ist, muß in der Bezeichnung dieser Böden das Relief erwähnt werden. Laatsch (1934) hat beispielsweise diese Böden als unentwickelte bzw. schwachentwickelte Hangböden bezeichnet.

Ein gut ausgebildeter brauner Waldboden zeigt auf der Jungmoräne folgendes Profil (unter Acker):

A	25 cm	sandiger Lehm, sepiabraun, gute Krümelung, viele Wurmröhren, schwach kalkhaltig.
B	50 cm	sandiger Lehm, gelbbraun, braune Humusflecken, schwache Rostflecken, Polyederstruktur mit vielen kleinen Poren, gut durchwurzelt, kalkhaltig.
C		Geschiebemergel, gelbbraun, stark kalkhaltig.

Der braune Waldboden ist jetzt in dem Stadium angelangt, wo der klimatisch höchstmögliche Komplexaufbau vorliegt. Alle die sich daraus entwickelnden gebleichten Waldböden sind charakterisiert durch einen kleineren oder größeren Zerfall der Sorptionskomplexe. Zunächst soll von dem braunen Waldboden ausgehend die Podsolreihe der braunen Waldböden zu den rostfarbenen Waldböden und schließlich zum Heideboden verfolgt werden. Für diese Typenwandlungen müssen wir eine bestimmte physikalische Zusammensetzung des Geschiebemergels voraussetzen, worauf später noch näher einzugehen ist.

(2) Im humiden Klima ist der Wald die natürliche Vegetation des braunen Waldbodens. Unter dem Einfluß dieser beiden Hauptfaktoren, Klima und Vegetation, tritt im Boden ein Zerfall der anorganischen und organischen Sorptionskomplexe ein, deren Zerfallsprodukte aus dem A-Horizonte ausgewaschen werden und zum größten Teil im B-Horizont wieder zum Absatz gelangen. Die erste Stufe dieses sogenannten Bleichungsprozesses ist der schwachgebleichte braune Waldboden.

Profil eines schwach gebleichten braunen Waldbodens auf der Jungmoräne (unter Acker):

A	25 cm	sandiger Lehm, sepiabraun, gute Krümelung, viele Wurmröhren, einige gebleichte Quarzkörner, nicht kalkhaltig.
B	80 cm	sandiger Lehm, schwach rostbraun, Polyederstruktur, Humus- und Rostflecken auf den Flächen der Polyeder, sowie viele kleine Poren. Der untere Teil des Horizontes ist kalkhaltig.
C		Geschiebemergel, gelbgrau, stark kalkhaltig.

(3) Beim mittel gebleichten braunen Waldboden haben wir auf der Jungmoräne folgendes Profil (unter Wald):

A_0	5 cm	Laub und Geäst.
A_1	5 cm	lehmiger Sand, stark humos (meist figurierter Humus), schichtig.
A_2	10 cm	lehmiger Sand, gebleicht, bleigraubraun, schichtig.
B_1	25 cm	stark lehmiger Sand, gelbbraun, Krümel- und Klümpchenstruktur.
B_2	100 cm	sandiger Lehm, rostbraun, Polyederstruktur, Humus- und Rostflecken auf den Flächen der Polyeder, sowie viele kleine Poren in den Strukturelementen, nicht kalkhaltig.
C		Geschiebemergel, gelbgrau, oben gelbbraun, einige Konkretionen von Eisenhydroxyd, stark kalkhaltig, im oberen Teil etwas weniger Kalk.

(4) Die Podsolierung geht unter denselben oben genannten Bodenbildungsfaktoren weiter und bildet den stark gebleichten braunen Waldboden heraus. Ein charakteristisches Zeichen dafür ist die ausgeprägte Bleichung des A_2-Horizontes, der unter Wald deutlich erkennbar, unter Acker jedoch meist durch Bearbeitung zerstört ist. Nicht immer ist ein ausgeprägter bleigrauer A_2-Horizont entwickelt. Die starke Bleichung bei den braunen Waldböden ist hauptsächlich an der Versandung und der gelbbraunen oder graugelben Farbe des B_1-Horizontes zu erkennen. Da dieser Horizont auch der Verarmung unterliegt, wird er von manchen Autoren A_3 genannt (Sellke, Hartmann). Ohne Zweifel hat diese Horizontbezeichnung ihre volle Berechtigung, doch sei hier bei der alten Bezeichnungsweise geblieben.

Profil eines stark gebleichten braunen Waldbodens auf der Jungmoräne (unter Wald):

A_0	5 cm	Laub und Geäst.
A_1	5 cm	anlehmiger Sand, gut humos, schichtig.
A_2	10 cm	anlehmiger Sand, gebleicht, bleigraubräunlich, keine deutliche Struktur, etwas schichtig.
B_1	40 cm	lehmiger Sand, gelbbraun, Krümel- und Klümpchenstruktur, im unteren Horizont an der Grenze zu B_2 einige Eisenhydroxydflecken und einige fahlgraue Flecken.
B_2(G)	160 cm	sandiger Lehm, rotbraun, Humus- und Rostflecken auf den Strukturelementen, die Polyeder darstellen. Die Strukturen sind nicht mehr so ausgeprägt wie bei den schon besprochenen braunen Waldböden. Schwache rostige und fahlgraue unregelmäßig gebildete Streifen stellen eine leichte Marmorierung vor.
C		Geschiebemergel, gelbgrau, oben gelbbraun, einige Konkretionen von Eisenhydroxyd, im oberen Teil weniger Kalk, nach der Tiefe nimmt der Kalkgehalt zu.

(5) Wenn aus stark gebleichtem braunem Waldboden ein rostfarbener Waldboden entsteht, so hängt es von der Art der Bleichung des braunen Waldbodens ab, welche Bleichungsstufe dem Boden in der Gruppe der rostfarbenen Waldböden beizumessen ist. Besteht die starke Bleichung des braunen Waldbodens nur in einer Verarmung der oberen Horizonte, die sich durch Versandung und durch eine graugelbe Farbe des B_1-Horizontes kenntlich macht, so führt der Wandlungsgang zu dem schwach gebleichten rostfarbenen Waldboden, was am häufigsten der Fall ist. Ist außer diesen Bleichungszeichen noch ein ausgeprägter bleigrauer A_2-Horizont ausgebildet, so geht der Boden — je nach der Stärke des A_2-Horizontes — die Wandlung zum mittel oder stark gebleichten rostfarbenen Waldboden ein; denn der bleigraue A_2-Horizont zeigt deutlich an, daß eine stärkere Bleichung vorliegt. Dieser Fall tritt bei weniger bindigen Substraten ein, auf denen der A_2-Horizont mächtiger ausgebildet wird. Das Überspringen von einem oder gar zwei Bleichungsgraden ist nur scheinbar. In Wirklichkeit werden auch die übersprungenen Bleichungsgrade durchlaufen, aber sehr schnell. Es ist zu beachten, daß die sandigeren braunen Waldböden in ihrem ganzen Verhalten Zwischenglieder sind zwischen den bindigeren braunen und den rostfarbenen Waldböden, die unmittelbar aus einem Gestein hervorgehen. Daher sind diese Wandlungswege im Schema durch gestrichelte Linien veranschaulicht.

Die Typenwandlung zu den rostfarbenen Waldböden kann nur dann eintreten, wenn beim stark gebleichten braunen Waldboden infolge der Beschaffenheit des Geschiebemergels keine Bodenwasserstauung eintreten und eine Durchwaschung des Bodens erfolgen kann. Diese Voraussetzung kann erstens gegeben sein bei einem weniger bindigen Geschiebemergel und zweitens bei einer relativ dünnen Geschiebemergeldecke. Diese Typenwandlung wird oft bestätigt gefunden. Ist die natürliche Drainage noch stärker, so kann bereits der mittel oder gar der schwach gebleichte braune Waldboden eine Wandlung zu den rostfarbenen erfahren, wobei wieder auf die Zwischenstellung dieser Böden zwischen den bindigeren braunen und den rostfarbenen Waldböden hingewiesen sein möge. Es ist also Voraussetzung, daß der Geschiebemergel sandig ist oder eine geringe Mächtigkeit besitzt, wobei er auch dann nicht bindig sein darf. In diesen Fällen findet eine starke Durchwaschung und damit eine starke Versandung statt. Die Humifizierung des B-Horizontes unterbleibt, statt dessen gibt das Fe-Sesquioxyd in der Färbung den Ausschlag. In Nordniedersachsen können wir beide Fälle beobachten. Es gibt hier viele Flächen von mittel gebleichten rostfarbenen Waldböden, die teils auf weniger bindigem Geschiebemergel und teils auf dünnen Geschiebemergeldecken entwickelt sind.

Das Profil eines mittel gebleichten rostfarbenen Waldbodens, der eine Typenwandlung vom braunen Waldboden erfahren hat, sei von der Altmoräne angeführt (unter Wald):

A_0	5 cm	Laub und Geäst.
A_2	15 cm	Bleichsand, grauviolett, ohne deutliche Struktur, etwas schichtig.
B_1	100 cm	anlehmiger Sand mit Geschieben, rostiggelb, schwache Klümpchenstruktur.
B_2		lehmiger Sand, gelblich bis bräunlich mit humusbraunen Partien, Klümpchen- und Krümelstruktur.

Profile dieser Art sind häufig beobachtet worden. Ganz typische Profile dieser Art wurden auf Blatt Westerwanna in Hannover vom Verfasser aufgenommen. Hier war die Moräne bodenartlich so, wie das letzte Profil angibt, und die Mächtigkeit der Moräne hatte einen Durchschnitt von 2—2,2 m.

(6) Der aus einem braunen Waldboden hervorgegangene schwach gebleichte rostfarbene Waldboden kann weiter podsolieren. Damit wird die mittlere und schließlich die starke Bleichungsstufe erreicht.

(7) Es ist sehr gut vorstellbar, daß ein schwach gebleichter brauner Waldboden auf sandiger Bodenart bei der direkten Wandlung zu den rostfarbenen Waldböden eine weitere Bleichung erfährt und sich direkt zum mittel gebleichten rostfarbenen Waldboden wandelt. Dasselbe gilt für den Wandlungsweg vom mittel gebleichten braunen Waldboden zum stark gebleichten rostfarbenen Waldboden. Da es sich hier wieder um Böden handelt, die eine Zwischenstellung zwischen den bindigeren braunen und den rostfarbenen Waldböden einnehmen, die unmittelbar aus einem Gestein entstehen, so sind sie im Schema durch eine gestrichelte Linie veranschaulicht.

(8) Der stark gebleichte rostfarbene Waldboden (es ist gleichgültig, aus welchem Typ dieser hervorgegangen ist) kann eine weitere Wandlung zu Heideboden erfahren. Dazu ist die genetische Voraussetzung erforderlich, daß

auf dem stark gebleichten rostfarbenen Waldboden durch Rohhumus eine starke Podsolierung einsetzt, die eine Orterde oder einen Ortstein entstehen läßt. Als Rohhumusbildner kommen fast ausschließlich die *Ericaceen* in Betracht, vor allem das gewöhnliche Heidekraut *(Calluna vulgaris)* [3]).

Profil eines Heidebodens:

A_0	15 cm	Rohhumus von *Calluna vulgaris*.
A_2	30 cm	Bleichsand, bleigrau, fast silbergrau, keine deutliche Struktur.
B_1	20 cm	Humusortstein.
B_2	25 cm	schwach anlehmiger Sand, rostiggelb, schwache Klümpchenstruktur.
B_3	60 cm	schwach lehmiger Sand, gelb bis fahlgrau, im oberen Horizont mehr gelb, im unteren mehr grau. An der unteren Grenze des Horizontes einige Rostflecken.
B_4G		sandiger Lehm, fahlgrau und rotbraun marmoriert; die fahlgraue Farbe überwiegt, klumpige Struktur.

Diese Typenwandlung wurde nur auf der Altmoräne beobachtet.

(9) Der Heideboden kann bei einer bestimmten Vegetation zu rostfarbenem Waldboden regenerieren. Das findet man bisweilen auf bewaldeten Heideböden, auf denen sich eine Grasvegetation, vor allem *Aira flexuosa* ansiedelt. Die Grasvegetation zehrt den Rohhumus, der Bleichsand wird bräunlich und der Ortstein zerfällt. Dieselbe Beobachtung wurde von Stremme (1930 c), Hollstein (1931) und Sellke (1934) gemacht.

(10) Die rostfarbenen Waldböden mit allen Bleichungsstufen können bei guter Ackerkultur Regenerationserscheinungen zu braunen Waldböden gewinnen, was sich in einer Humifizierung der oberen Partie des B-Horizontes kenntlich macht. Es ist dabei gleichgültig, von welchem Typ die rostfarbenen Waldböden ausgegangen sind und welche Wandlungen sie durchgemacht haben. Typische Beispiele für solche Regenerationserscheinungen wurden auf dem Meßtischblatt Bremervörde i. Hann. beobachtet.

Bevor wir auf die Typenwandlung der nassen Waldböden eingehen, möge etwas über die Geschichte des nassen Waldbodens gesagt sein. Der nasse Waldboden besteht noch nicht lange in der Nomenklatur der Bodentypen. Zuerst wurde er von P. F. von Hoyningen-Huene (1931, 1932/1933) bei Kartierungen im Rheinland und Ostdeutschland erkannt. Auch K. von Bülow & G. Görz (1933) berichten von einer Vernässung der braunen Waldböden infolge einer Verdichtung des Untergrundes. W. Taschenmacher (1933) fand es bei einer Kartierung 1:500 000 der Provinz Ostpreußen für notwendig, diesen Typ besonders herauszustellen.

(11) Wie das Schema angibt, kann eine Typenwandlung vom stark gebleichten braunen Waldboden zum nassen Waldboden statthaben. Durch die Podsolierung des braunen Waldbodens werden in den oberen Horizonten unter

[3]) Beijerinck (1934) sieht in der Heidebedeckung und deren Rohhumus nicht den Bildner des Bleichsandes und des Ortsteins. Nach B. sind Ortstein und Bleichsand nicht gleichzeitig, sondern unter verschiedenen Klimaten nacheinander gebildet worden. K. v. Bülow (1934) hat diese Auffassung mit seinen Beobachtungen in Norddeutschland so gut wie widerlegt. Die Beobachtungen des Verfassers stimmen mit denen von Bülow's überein.

anderen auch die meisten Tonbestandteile mobil gemacht und in einen tieferen Horizont eingewaschen. Dadurch wird der B_2G-Horizont verdichtet, so daß sich das Bodenwasser auf diesem verdichteten Horizont staut und besonders über und im oberen Teil des B_2G-Horizontes unregelmäßige rostbraune und fahlgraue Streifen, eine Marmorierung verursacht. Dabei muß allerdings die Zusammensetzung des Geschiebemergels so sein, daß im Stadium des stark gebleichten braunen Waldbodens die Verdichtung des B_2G-Horizontes erreicht ist und eine Bodenwasserstauung eintritt. In dem beschriebenen Profil des stark gebleichten braunen Waldbodens sehen wir bereits an der Grenze zwischen B_1 und $B_2(G)$ Eisenhydroxydflecken und fahlgraue Flecken, die auf Bodenwasser hindeuten und den nassen Waldboden gleichsam ankündigen.

Profil des nassen Waldbodens, der aus stark gebleichtem braunem Waldboden hervorgegangen ist (unter Wald):

A_0	5 cm	Laub und Geäst.
A_1	5 cm	anlehmiger Sand, gut humos, schichtig.
A_2	20 cm	anlehmiger Sand, gebleicht, bleigrau-fahlgrau, schichtig.
G_1B_1	25 cm	schwach lehmiger Sand, fahlgrau mit großen rostbraunen Flecken, schwache plattige Struktur, deren Platten in Klümpchen zerfallen.
G_2B_2	30 cm	stark lehmiger Sand, fahlgrau, mit großen rostbraunen Flecken, die oft ins Sepiabraune übergehen, deutliche plattige Struktur, sehr fest. Es ist die sogenannte „Zementschicht" dieses Bodentyps.
G_3B_3		sandiger Lehm, fahlgrau und rostbraun-sepiabrau „marmoriert". Teils klumpige und prismatische, teils noch schwache Polyederstruktur. (Die Tiefe des G_3B_3 kann nicht angegeben werden, da hierfür zu wenig Beobachtungsmaterial vorliegt, um einen guten Durchschnittswert angeben zu können.)

(12) Ist der Geschiebemergel bindiger, so ist die Verdichtung des Untergrundes eher erreicht. In diesem Falle kann bereits bei mittel gebleichten braunen Waldböden eine Verdichtung eintreten, womit die Bildung des nassen Waldbodens einsetzt.

Profil des nassen Waldbodens, der aus mittel gebleichtem braunem Waldboden hervorgegangen ist (unter Wald):

A_0	5 cm	Laub und Geäst.
A_1	5 cm	lehmiger Sand, dunkelbraun, stark humos, schichtig.
A_2	10 cm	lehmiger Sand, gebleicht, bleigraubraun, plattig.
G_1B_1	30 cm	stark lehmiger Sand, fahlgrau mit rostbraunen Flecken, plattig, etwas fest.
G_2B_2		sandiger Lehm, fahlgrau und rotbraun marmoriert, meist klumpig, teils prismatisch und plattig.

Auf der Jungmoräne würden die GB-Horizonte dieses Profils bedeutend mehr humusbraune Bodenpartien besitzen.

(13) Wir finden auch nasse Waldböden, die von nicht ganz ausgebildeten braunen Waldböden, von braunen Waldböden und von schwach gebleichten braunen Waldböden ausgegangen sind. Es sind bindige Böden, die keinerlei oder nur geringe Anzeichen einer ehemaligen Podsolierung besitzen. Daß diese nassen Waldböden von braunen ausgegangen sind, zeigen die humusbraunen Bodenpartien in den BG-Horizonten. Diese bindigen nassen Waldböden besitzen keine zementartige Verdichtungsschicht, wie das meist bei den nassen Waldböden der Fall ist, die aus stark gebleichten braunen Waldböden hervorgehen.

Profil eines nassen Waldbodens auf der Jungmoräne, hervorgegangen aus einem braunen Waldboden (unter Acker):

A	25 cm	sandiger Lehm, sepiabraun, humos, klumpig,
B_1G_1	50 cm	sandiger Lehm, sepiabraun mit fahlgrauen Adern, prismatische und teilweise polygone Struktur.
$B_2(G_2)$	100 cm	sandiger Lehm, sepiabraun; kleinere fahle und rostrote Flecken, prismatische, klumpige und polygone Struktur.
C		gelbbrauner Geschiebemergel, stark kalkhaltig, einige rostrote Eisenhydroxyd-Konkretionen.

Die Ausbildung der Profile der nassen Waldböden sind auf der Alt- und Jungmoräne, auf dem Geschiebemergel der Saale- und Weichsel-Vereisung verschieden (der Geschiebemergel der Elstervereisung kommt praktisch nicht in Betracht). Auf der Altmoräne sind durch den Faktor Zeit alle Horizonte stärker verfahlt. Es ist das unverkennbare Zeichen einer stärkeren Naßbleichung. (Der Übersicht halber verzichten wir in dieser Arbeit auf eine Unterteilung der nassen Waldböden in verschiedene Bleichungsstufen.) Die sepiabraune Farbe, das Zeichen für Humusgehalt, ist fast nicht mehr vorhanden. Die Horizonte sind fast ganz fahlgrau mit rotbraunen Flecken. Auf der Jungmoräne dagegen besitzen alle Horizonte noch viele sepiabraune Bodenpartien, die als Reste des ursprünglichen braunen Waldbodens anzusprechen sind. Meist ist sogar das Profil überwiegend braun und wird von unregelmäßigen fahlen Adern durchzogen. Die sepiabraunen Bodenpartien nehmen von oben nach unten zu und sind dort weniger ausgebildet, wo der Bodenwassereinfluß am stärksten und am längsten war. Auf der Altmoräne ist die „Zementschicht" bedeutend fester und typischer ausgeprägt als auf der Jungmoräne, wo selbst eine schwache Zementschicht nur selten vorkommt. Die nassen Waldböden der Jungmoräne sind seltener von stark gebleichten braunen Waldböden ausgegangen. Sie sind meistens von geringer gebleichten und nicht gebleichten braunen oder gar von den schwach ausgebildeten braunen Waldböden ausgegangen. Das wird allein dadurch bewiesen, daß die nassen Waldböden der Jungmoräne in den oberen Horizonten meist bindige Bodenarten besitzen, was bei den nassen Waldböden, die durch Typenwandlung aus einem stark gebleichten braunen Waldboden entstanden sind, nicht der Fall ist. Die Erklärung dafür, daß auf der Jungmoräne weniger nasse Waldböden vorliegen, die aus stark gebleichten braunen Waldböden hervorgegegangen sind, ist in erster Linie in dem Faktor Zeit zu suchen. Auf der Altmoräne haben wir die Typenwandlung des stark gebleichten braunen Waldbodens zu nassem Waldboden häufiger.

Außer der mechanischen Zusammensetzung des Geschiebemergels spielen bei der Typenwandlung der braunen Waldböden zu den nassen noch die Niederschlagshöhe und das Relief eine große Rolle. Die Niederschläge müssen so groß sein, daß es überhaupt zu einer größeren Bodenwasserstauung kommen kann. Ferner ist durch viele Beobachtungen belegt, daß die nassen Waldböden vorwiegend auf flacherem Gelände auftreten, da sich das Bodenwasser hier leichter stauen kann. In kuppigem Gelände kann das Bodenwasser zum großen Teil abfließen.

(14) Aus nassen Waldböden können rostfarbene Waldböden und verheidete nasse Waldböden hervorgehen. Betrachten wir zuerst die Typenwandlung von den nassen zu den rostfarbenen Waldböden. Wenn aus einem

nassen Waldboden ein rostfarbener Waldboden entstehen soll, so ist die Voraussetzung notwendig, daß die Bodenwasserstauung abgestellt wird. Diese Voraussetzung kann auf der Grundmoräne durch zwei Momente gegeben sein. Zunächst kann die Zusammensetzung des Geschiebemergels so sein, daß zwar durch Umlagerung und Verdichtung ein nasser Waldboden entsteht, daß aber die Umlagerung relativ schnell fortschreitet und der Verdichtungshorizont nach der Tiefe zu verlagert wird. Dann wirkt die Bodenwasserstauung nicht mehr bis in die obersten Horizonte, und die Bildung eines rostfarbenen Waldbodens beginnt. Die zu besprechende Typenwandlung tritt zweitens dann ein, wenn die Grundmoräne über Sand gerade die Mächtigkeit besitzt, daß noch eine Verdichtung für die Bildung eines nassen Waldbodens entstehen kann. Die Umlagerung der tonigen Bestandteile dauert an und der Verdichtungshorizont wird tiefer gelagert und kommt in den Bereich des liegenden Sandes. Die Tonteilchen wandern in den Sand und werden fortgeführt. Jetzt erfolgt eine Durchwaschung der Grundmoräne, die um so intensiver wird, je mehr feine Bestandteile fortgeführt werden. Nun ist die Voraussetzung für die Typenwandlung vom nassen Waldboden zum rostfarbenen Waldboden geschaffen, die unter Waldvegetation schnell gehen kann. Welche Mächtigkeit die Grundmoräne besitzen muß, daß der letztere Fall eintreten kann, ist abhängig von der Bindigkeit des Geschiebemergels. Je bindiger der Geschiebemergel ist, desto dünner muß die Geschiebemergeldecke sein, damit diese Typenwandlung eintreten kann. Welchen Bleichungsgrad der Wandlungstyp in der Reihe der rostfarbenen Waldböden einnimmt, hängt davon ab, wie die Bleichung bei dem nassen Waldboden ausgebildet war.

Auf der Altmoräne konnte der Verfasser öfter Profile beobachten, bei denen die Wandlung vom nassen zum rostfarbenen Waldboden dadurch zustande kam, daß der Verdichtungshorizont nach der Tiefe verlagert wurde. Ein derartiges Profil ist folgendes (unter Wald):

A_0	5 cm	Laub und Geäst.
A_1	10 cm	kaum anlehmiger Sand, stark humos, schichtig.
A_2	20 cm	Sand, stark gebleicht, bleigrau, etwas schichtig.
B_1	30 cm	anlehmiger Sand, rostiggelb, Krümel- und Klümpchenstruktur.
$B_2(G_1)$	30 cm	lehmiger Sand, gelb bis fahlgrau; die gelbe Farbe nimmt nach unten immer mehr ab. Einige rotbraune Flecken von Eisenhydroxyd.
G_2B_3		sandiger Lehm, fahlgrau und rotbraun marmoriert, klumpig.

Ist die Ursache der in Frage stehenden Typenwandlung eine dünnere Grundmoränendecke, so haben wir im wesentlichen dasselbe Profil vor uns, nur steht der liegende Sand höher an. Eine genaue Durchschnittszahl für die Mächtigkeit der Grundmoräne als Voraussetzung einer solchen Typenwandlung kann nicht angegeben werden, da die Bindigkeit des Geschiebemergels auch eine Rolle spielt; doch dürfte nach den gewonnenen Beobachtungen 1,5—2,0 m zutreffend sein.

(15) In Niedersachsen finden wir häufig Profile, deren obere Horizonte für einen Heideboden charakteristisch sind; die unteren Horizonte dagegen sind die des nassen Waldbodens. Genetisch ist das Profil nicht anders zu deuten, als daß ein nasser Waldboden von Heide überwuchert wurde, die durch ihren Rohhumus den Ortstein entstehen ließ.

Profil eines verheideten nassen Waldbodens (unter Heide). Der nasse Waldboden ist von einem stark gebleichten braunen ausgegangen.

A_0	15 cm	Rohhumus.
A_2	20 cm	Bleichsand, bleigrau, ohne bestimmte Struktur.
B_1G_1	20 cm	Ortstein, etwas fleckig, besonders in der unteren Partie, was auf den Einfluß des Bodenwassers zurückzuführen ist.
$G_2(B_2)$	30 cm	lehmiger Sand, fahlgrau mit rotbraunen Flecken und Schlieren, plattig und fest.
$G_3(B_3)$		sandiger Lehm, fahlgrau und rotbraun marmoriert, klumpig.

(16) Auch von nassen Waldböden, die aus weniger gebleichten braunen hervorgegangen sind, kann eine Typenwandlung zum verheideten nassen Waldboden erfolgen. Typische Profile dieser Wandlung wurden vom Verfasser im Kreise Fallingbostel i. Hann. beobachtet.

Profil eines verheideten nassen Waldbodens (unter Acker). Der nasse Waldboden hat sich aus einem mittel gebleichten braunen entwickelt.

A_1+_2	20 cm	lehmiger Sand, bleigrau, schwache Plattenstruktur, die Platten zerfallen in Klümpchen.
B_1G_1	25 cm	lehmiger Sand, orterdeartig ausgebildet, schwarzbraun und rostigbraun senkrecht gestreift und gefleckt. Die Ausbildung der Orterde wurde durch das Bodenwasser beeinflußt.
G_2B_2		sandiger Lehm, fahlgrau und rotbraun marmoriert, klumpig und prismatisch.

Der durch die beiden letzten Profile erläuterte Boden ist in seinem morphologischen Aufbau im Vergleich zum nassen Waldboden derart verändert, daß man von einer Typenwandlung sprechen darf. Auf der Altmoräne ist er sehr häufig, so daß er als ein selbständiger Bodentyp angesehen werden kann. Der Name verheideter nasser Waldboden bezeichnet den Boden treffend. Im zweiten Teil der Arbeit werden wir uns noch näher mit diesem Boden zu beschäftigen haben.

(17) Wenn der nasse Waldboden sachgemäß entwässert und beackert wird, so kann er nach braunem Waldboden regenerieren, indem der obere Teil des G_1B_1-Horizontes mehr oder weniger humifiziert wird. Dafür liegen eine Reihe von Beobachtungen aus Nordniedersachsen vor. E. Pfuhl und H. Wortmann berichteten (mündlich) auch von dieser Regeneration.

Wenn wir in diesem Kapitel das Bodenartliche in den Vordergrund gestellt haben, so haben wir damit nur eine große Regel vorgeführt, die selbstverständlich viele Ausnahmen besitzt. Es ist gesagt, daß bei starker natürlicher Drainage eines braunen Waldbodens auf einer sandigen Grundmoräne eine Typenwandlung nach rostfarbenem Waldboden eintrete. Das ist nicht so zu verstehen, als ob auf sandigem Material kein brauner Waldboden existieren könne. Es gibt braune Waldböden auf reinen Sanden, aber diese Fälle sind selten. Die Sande sind gleichsam prädestiniert für die rostfarbenen Waldböden. In diesem Kapitel sind eben nur die Hauptwandlungslinien der in Frage stehenden Bodentypen gezeichnet. Es soll nicht gesagt sein, daß nicht auch andere Ursachen als die Zusammensetzung des Grundmoränenmaterials bei den besprochenen Typenwandlungen vorliegen können. Es ist sogar sicher,

daß oft andere Umstände mitwirken. Beispielsweise kann ein periodischer Wechsel der Niederschlagsmenge großen Einfluß ausüben. Aus einem braunen Waldboden unter Wald kann durch Kahlschlag ein nasser hervorgehen; denn der Wasserhaushalt wird dadurch ein anderer (Stremme 1931).

IV. Typenwandlungen bei rostfarbenen Waldböden auf Sand und sandigen Bodenarten

Die Typenwandlungen der rostfarbenen Waldböden, die aus braunen hervorgegangen sind, sind unter C III beschrieben, so daß hier nur die rostfarbenen Waldböden auf Sand und sandigen Bodenarten Beachtung finden, die unmittelbar aus einem Gestein entstehen. Es ist eine sehr einfache Typenwandlung, bei der der Faktor Zeit eine große Rolle spielt. Es muß aber der Vollständigkeit halber darauf eingegangen werden, zumal diese Wandlung in Norddeutschland auf großen Flächen vorkommt.

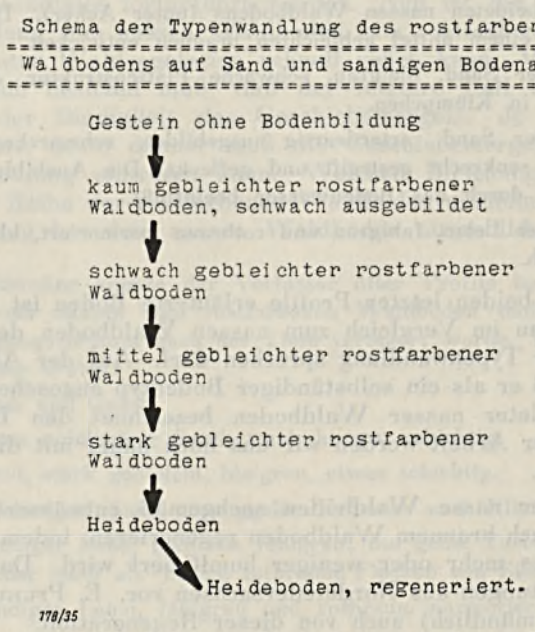


Abb. 3. Schema der Typenwandlung des rostfarbenen Waldbodens auf Sand und sandigen Bodenarten.

Wir gehen aus von einem Sand ohne Bodenbildung und wählen dabei einen diluvialen Talsand[4]). Da der rostfarbene Waldboden nach seinem rostfarbenen B-Horizont benannt ist, und dieser eine Begleiterscheinung der Podsolierung ist, so kann hier folgerichtig nicht von einem nicht gebleichten rostfarbenen Waldboden gesprochen werden. Das haben wir bereits im Kapitel C II näher erläutert. Somit geht der Sand ohne Bodenbildung infolge der Podsolierung zunächst in einen kaum gebleichten schwach aus-

(4) Wir werden die Typenwandlung nur auf einem Sand verfolgen, da auf den sandigen Bodenarten (anlehmiger Sand, lehmiger Sand) das Prinzip dasselbe bleibt.

gebildeten rostfarbenen Waldboden über, wie es im Schema veranschaulicht ist. Durch weitere Podsolierung wird der schwach gebleichte rostfarbene Waldboden herausgebildet.

Profil des schwach gebleichten rostfarbenen Waldbodens unter Kiefernwald auf einem Talsand:

A_0	1 cm	Kiefernnadeln.
A_2	5 cm	Bleichsand, grauviolett, ohne deutliche Struktur.
B_1	25 cm	Sand, rostfarben, Einzelkornstruktur.
B_2	50 cm	Sand, gelblich, nach der Tiefe wird die Farbe immer heller.
C		Sand, grauweiß.

Die Podsolierung geht unter dem Einfluß des humiden Klimas und der Vegetation, vor allem der Waldvegetation, weiter. Der A_2-Horizont wird mächtiger, die B-Horizonte werden mächtiger und intensiver in der Färbung. So wird das Stadium des mittel gebleichten und schließlich des stark gebleichten rostfarbenen Waldbodens erreicht. Jetzt kann eine Typenwandlung zu Heideboden erfolgen, wenn *Ericaceen* mit ihrer starken Rohhumusbildung eine intensive Ausbleichung bewirken, wobei sich zunächst Orterde und später Ortstein bildet.

Profil eines Heidebodens (unter Heide) auf Talsand:

A_0	15 cm	Rohhumus von *Calluna vulgaris*.
A_2	25 cm	Bleichsand, bleigrau bis silbergrau, ohne deutliche Struktur.
B_1	20 cm	Humusortstein.
B_2	30 cm	Sand, rostbraun.
B_3	100 cm	Sand, gelblich.
C		Sand, fahlgrau.

Das ist eine Typenwandlung, die besonders im Gebiet der Altmoräne weit verbreitet ist und den Wert des Bodens ungeheuer mindert. Wie bereits in Kapitel C III beschrieben, kann der Heideboden unter Grasvegetation wieder rückgebildet werden.

R. Tüxen (1930, 1932) und M. Sellke (1934) berichten eingehend über eine Typenwandlung von Waldböden zu Heideböden in Niedersachsen. In dem ockerfarbig gestreiften Horizont unter dem Heideprofil erkannten die beiden Autoren den B-Horizont eines ehemaligen Waldbodens. Es handelt sich dabei meist um rostfarbene Waldböden. R. Tüxen erkennt hierin das Profil eines Eichen-Birken-Waldes, der vor der Heidebedeckung diese Flächen eingenommen hat. Er vertritt die Ansicht, daß unter allen Heideprofilen Nordwestdeutschland dieser alte B-Horizont vorhanden sei und schließt daraus auf die ehemalige Vegetation eines Eichen-Birken-Waldes auf allen Heideböden. Im Zentralgebiet der Lüneburger Heide konnte der Verfasser diesen B-Horizont nicht überall feststellen. Demzufolge wäre für dieses Gebiet ein ehemaliger Eichen-Birken-Wald nicht lückenlos anzunehmen.

V. Typenwandlungen bei mineralischen Naßböden

1. Typenwandlungen bei Bruch- und Aueböden

Die fluviatilen Ablagerungen in den Flußniederungen bilden verhältnismäßig schnell das Profil des Bruchbodens. Das wesentliche für die Bildung und das Verhalten des Bruchbodens ist der hohe Grundwasserstand. Zeitweise reicht das Grundwasser bis in den obersten Horizont, so daß das ganze Profil unter einer starken Einwirkung des Grundwassers steht.

Zunächst soll der Bruchboden und seine Bleichungsgrade besprochen werden, dann die Wandlungsreihe der braunen Aueböden. Dabei sei zur Vereinfachung eine häufig vorkommende Bodenart gewählt, nämlich ein sandiger Lehm. Wenn diese Bodenart auch häufig auftritt, so ist es aber doch seltener, daß ein 2 m-Profil ganz aus sandigem Lehm besteht. Es liegt in der Ablagerungsform der Flüsse begründet, daß in den Flußniederungen die bodenartliche Schichtung der Profile einen ungeheuren Wechsel zeigen. Damit das Charakteristische der Typenwandlungen deutlicher wird, nehmen wir eine Bodenart, die das ganze Profil einnimmt.

Profil eines Bruchbodens (unter Wiese):

AG	20 cm	sandiger Lehm, dunkelgraubraun, mäßig humos, kleine Flecken von Eisenhydroxyd, prismatische Struktur.
G_1	20 cm	sandiger Lehm, dunkelgrau, Flecken von Eisenhydroxyd, prismatische Struktur.
G_2	80 cm	sandiger Lehm, dunkelgrau, wenig kleine Flecken von Eisenhydroxyd.
C		sandiger Lehm, dunkelgrau.

Grundwasserstand 60 cm im Oktober.

Der Bruchboden kann durch das Grundwasser gebleicht werden. Es ist selbstverständlich eine ganze andere Bleichung wie die des Podsolierungsprozesses. Diese beiden Vorgänge haben gar nichts miteinander zu tun. Die Naßbleichung des Grundwassers hat eine sehr verschiedene Wirkung. Das Grundwasser ist in der Lage, Stoffe aus dem Boden auszuwaschen, wobei die im Grundwasser enthaltenen Stoffe behilflich sein können. Da die im Grundwasser gelösten Stoffe im Einzelfall verschieden sind in Art und Mengenverhältnis, so ist die Auswaschungstendenz auch sehr differenziert. Diese komplizierten Prozesse sind noch wenig geklärt. Andererseits führt das Grundwasser Stoffe mit sich, die im Boden zur Ausfällung kommen können, sei es durch die Berührung mit der Luft oder mit einer im Boden vorhandenen Substanz, welche die Ausfällung bewirkt. Die durch das Grundwasser bewirkte Auswaschung und Ausfällung von Stoffen sind zwei Vorgänge, die an sich unabhängig voneinander sind. Meist ist es jedoch so, daß da, wo eine Auswaschung, d. h. eine Naßbleichung statthat, auch Stoffe (Ton, Eisenhydroxyd, Kalk, Vivianit, Mangansuperoxyd u. a.) abgesetzt werden. Die vom Grundwasser abgesetzten Tonbestandteile bewirken eine Verdichtung des Bodens, die sogenannte Gleibildung. Da die beiden Prozesse der Naßbleichung und des Stoffabsatzes genetisch nicht voneinander abhängig zu sein brauchen, so darf beispielsweise eine Gleibildung nicht als Kriterium für eine Naßbleichung gelten. Noch mehr gilt das für den Absatz von Eisenhydroxyd und Raseneisenstein; denn diese Bildungen können durch Eisenbakterien zustande kommen und sind somit ganz unabhängig von einer Naßbleichung. Die Naßbleichung der Naßböden muß aus Merkmalen geschlossen werden, die Folgeerscheinungen der Naßbleichung sind. Deutliche Zeichen dafür sind die hellgrauen Verfahlungsflecken. Da die Naßböden oft aus einem grauen Substrat entstehen, so ist es bisweilen schwer, Gesteinsfarbe und Bleichungsfarbe zu unterscheiden. Hier kann nur die vergleichende Beobachtung Sicherheit bringen.

(1) Das zuletzt beschriebene Profil eines Bruchbodens wollen wir nun in seinen Stadien der Bleichung kurz verfolgen und den häufigsten Fall annehmen, daß gleichzeitig eine Verdichtung stattfindet. Im Stadium der schwachen Bleichung zeigt der G_1-Horizont kleine Verfahlungsflecken und Anzeichen einer Verdichtung. Gleichzeitig erhalten oft alle G-Horizonte mehr Eisenhydroxydflecken. Diese Merkmale verstärken sich im Stadium der mittleren Bleichung. Beim stark gebleichten Bruchboden ist der obere G-Horizont ganz verfahlt; er ist hellgrau und besitzt oft mehr oder weniger Rostflecken oder gar Raseneisenstein. An der Grenzzone zum AG-Horizont entsteht oft im oberen G-Horizont ein Gleihorizont. Doch auch tiefer im Profil können Vergleiungsbänder gebildet werden.

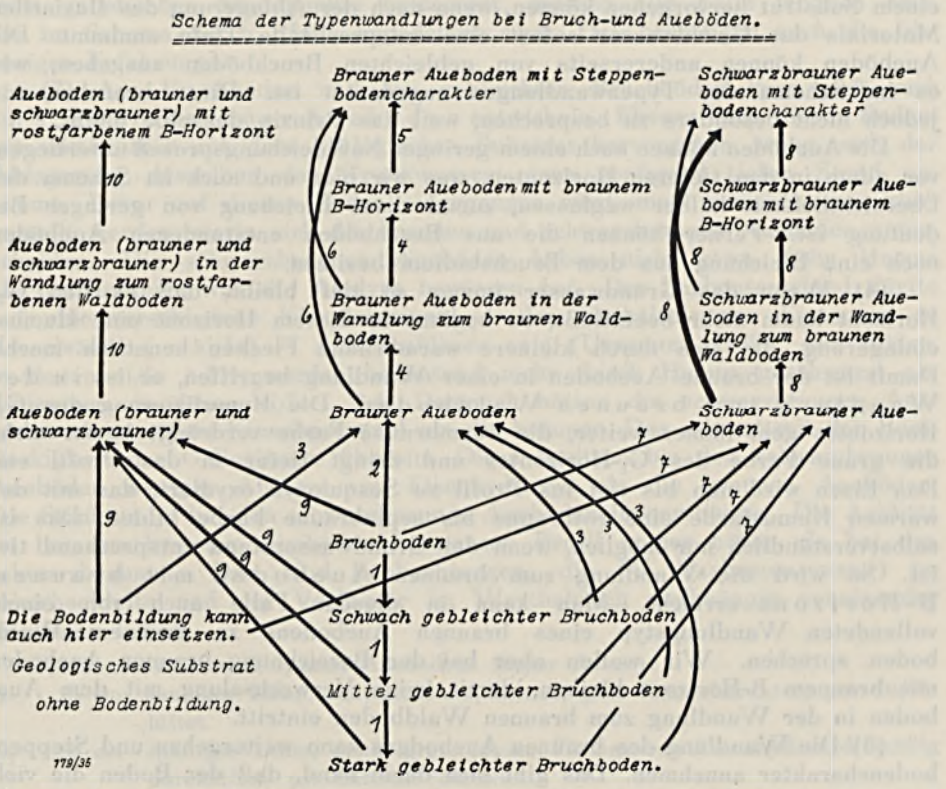


Abb. 4. Schema der Typenwandlungen bei Bruch- und Aueböden.

(2) Sinkt durch irgendeinen Einfluß das Grundwasser im Bruchboden, so ist die Vorbedingung für die Typenwandlung zum Aueboden gegeben. Die oberen Horizonte des Bodenprofils sind nicht mehr so stark dem Einfluß des Grundwassers ausgesetzt, wodurch eine Veredlung des Bodens einsetzt. Die Humifizierung wird nicht mehr durch Nässe gestört und der Boden wird besser durchlüftet. Dadurch wird die Tätigkeit der Mikro-

organismen angeregt, und eine vollständige Oxydation der Bodenstoffe kann erfolgen. Würmer und Bodenwühler lockern den Boden auf, wodurch die Struktur verbessert wird.

Profil eines braunen Auebodens, der aus einem nicht gebleichten Bruchboden hervorgegangen ist (unter Acker):

A 25 cm sandiger Lehm, sepiabraun, humos, gut durchlüftet, ziemlich gute Krümelstruktur.

G_1 30 cm sandiger Lehm, dunkelgrau mit vielen kleinen Flecken von Eisenhydroxyd, mäßig durchlüftet, prismatische Struktur.

G_2 120 cm sandiger Lehm, dunkelgrau, kleine Flecken von Eisenhydroxyd, prismatische Struktur.

Kapillares Grundwasser bei 1,4 m im Oktober.

(3) Es muß noch gesagt werden, daß die Aueböden auch unmittelbar aus einem Substrat hervorgehen können, wenn nach der Ablagerung des fluviatilen Materials das Grundwasser sofort eine entsprechende Tiefe annimmt. Die Aueböden können andererseits von gebleichten Bruchböden ausgehen, wie es im Schema der Typenwandlungen angedeutet ist. Diese brauchen wir jedoch nicht besonders zu besprechen, weil das Prinzip dasselbe bleibt.

Die Aueböden können auch einem geringen Naßbleichungsprozeß unterliegen, vor allem in den tieferen Horizonten, was wir hier und auch im Schema der Übersichtlichkeit halber weglassen, zumal diese Bleichung von geringer Bedeutung ist. Ferner können die aus Bruchböden entstandenen Aueböden noch eine Bleichung aus dem Bruchstadium besitzen.

(4) Wenn das Grundwasser immer so tief bleibt, daß es den G_1-Horizont kaum mehr beeinflußt, so beginnt in diesem Horizont eine Humuseinlagerung, die sich durch kleinere warmbraune Flecken kenntlich macht. Damit ist der braune Aueboden in einer Wandlung begriffen, er ist in der Wandlung zum braunen Waldboden. Die Humufizierung des G_1-Horizontes geht immer weiter, die warmbraune Farbe verdrängt immer mehr die graue Farbe des G_1-Horizontes und dringt tiefer in das Profil ein. Das Eisen wird nun bis tief ins Profil zu Sesquioxyd oxydiert, das mit der warmen Humusfarbe eine rotbraune bis sepiabraune Farbe bildet. Das ist selbstverständlich nur möglich, wenn der Grundwasserstand entsprechend tief ist. So wird die Wandlung zum braunen Aueboden mit braunem B-Horizont erreicht. Man kann in diesem Falle auch von einem vollendeten Wandlungstyp eines braunen Auebodens zu braunem Waldboden sprechen. Wir wollen aber bei der Bezeichnung brauner Aueboden mit braunem B-Horizont bleiben, damit keine Verwechselung mit dem Aueboden in der Wandlung zum braunen Waldboden eintritt.

(5) Die Wandlung des braunen Auebodens kann weitergehen und Steppenbodencharakter annehmen. Das gibt sich darin kund, daß der Boden die vielkantige lockere Struktur des Steppenbodens annimmt. Ob sich auch der A-Horizont auf Kosten des B-Horizontes vertiefen kann, wurde bis jetzt noch nicht beobachtet.

(6) Auch direkt von braunem Aueboden und von braunem Aueboden in der Wandlung zum braunen Waldboden kann eine Wandlung zum braunen Aueboden mit Steppenbodencharakter erfolgen (siehe Schema). Die Wandlung konnte Verfasser in guter Ausprägung im Weichseldelta und in der Allermarsch bei Ahlden i. Hann. beobachten. E. Ostendorff (1930) hat diese Bildung im Weichseldelta eingehend beschrieben.

Profil eines braunen Auebodens mit Steppenbodencharakter (unter Acker):

A_1 25 cm sandiger Lehm, sepiabraun, gut humos, sehr gute, teils vielkantige, teils gute krümelige Struktur, viel Wurmröhren, locker und gut durchlüftet.

A_2 70 cm sandiger Lehm, sepiabraun, ziemlich gut humos, vielkantige Krümel, locker.

C(B) sandiger Lehm, dunkelgrau, mit Humus- und Eisenflecken, die nach der Tiefe zu abnehmen.

Profile mit solchem mächtigen A-Horizont sind allerdings nicht häufig. Braune Aueböden, deren Krume Steppenbodencharakter besitzt, kommen beispielsweise im Weichseldelta häufig vor.

Es ist oft sehr schwer zu unterscheiden, ob der braune Aueboden mit Steppenbodencharakter direkt vom braunen Aueboden ausgegangen ist oder von einem braunen Aueboden, der bereits eine Typenwandlung erfahren hat. Vom genetischen Standpunkte betrachtet, müssen alle Fälle möglich sein, die im Schema durch Pfeile angedeutet sind. Das bestätigen auch die bisherigen Erfahrungen.

(7) Aus Bruchboden und den gebleichten Bruchböden kann sich auch ein schwarzbrauner Aueboden entwickeln. Ebenso kann dieser Bodentyp unmittelbar aus dem geologischen Substrat hervorgehen, wenn nach der Ablagerung desselben das Grundwasser einen genügend tiefen Stand annimmt. Bevor auf diesen Boden eingegangen wird, muß zunächst kurz klargestellt werden, worin sich die braunen und schwarzbraunen Aueböden unterscheiden. Die schwarzbraunen Aueböden haben nicht etwa mehr Humus als die braunen, was die Analyse bewiesen hat. Der Farbunterschied dürfte auf eine verschiedene Kieseleisenzahl — das Verhältnis von Eisenoxyd zu Kieselsäure (= si/fe) — zurückzuführen sein (Utescher 1932). Die Böden, in denen si/fe $>$ 2,4, werden bedeutend mehr durch Humus geschwärzt als diejenigen, in denen si/fe $<$ 2,4. Demnach hätten die schwarzbraunen Aueböden eine größere Kieseleisenzahl als die braunen. Das stimmt mit der Rostfleckigkeit der G-Horizonte überein. Diese besitzen bei den schwarzbraunen Aueböden weniger Absätze von Eisenhydroxyd als die braunen Aueböden. Die Struktur ist bei den schwarzbraunen Aueböden immer besser. Die Azidität ist bei den braunen Aueböden im ganzen Profil immer höher als bei den schwarzbraunen. Das sind Beobachtungen, die W. Taschenmacher [5]) im Weichseldelta und der Verfasser im Warthebruch unabhängig voneinander gewonnen haben.

Profil eines schwarzbraunen Auebodens (unter Acker):

A 25 cm sandiger Lehm, schwarzbraun, humos, gute Krümelstruktur, gut durchlüftet.

G_1 30 cm sandiger Lehm, dunkelgrau, kleine Flecken von Eisenhydroxyd, mäßig durchlüftet, prismatische Struktur.

G_2 120 cm sandiger Lehm, dunkelgrau, wenig kleine Flecken von Eisenhydroxyd, prismatische Struktur.

C sandiger Lehm, dunkelgrau.

Kapillares Grundwasser bei 1,4 m im Oktober.

(8) Nach den gewonnenen Beobachtungen nehmen die schwarzbraunen Aueböden schneller und mehr Steppencharakter an als die braunen Aueböden. Es scheint überhaupt bei den schwarzbraunen Aueböden mehr die Tendenz

[5]) Mündliche Mitteilung.

zu bestehen, sich sofort zum schwarzbraunen Aueboden mit Steppenbodencharakter zu wandeln, statt in der Richtung zum braunen Waldboden zu gehen. Im übrigen kann der schwarzbraune Aueboden denselben Wandlungsweg gehen wie der braune, wie es im Schema der Typenwandlungen veranschaulicht ist. Die Neigunng des schwarzbraunen Auebodens zu Steppenbodencharakter ist im Schema durch einen dickeren Pfeil betont.

Die schwarzbraunen Aueböden wurden im Warthebruch — wenn auch nicht häufig — und im Weichseldelta beobachtet, dagegen nicht in Elb-, Weser- und Allermarsch. Gemäß einem mündlichen Bericht von A. Könekamp und P. F. von Hoyningen-Huene treten die schwarzbraunen Aueböden auch im Oderbruch auf. Im Warthe- und Oderbruch sowie im Weichseldelta sind die Niederschläge bedeutend geringer als in der Elb-, Weser- und Allermarsch. Daß in der regionalen Verteilung der beiden Varietäten von Aueböden das Klima eine Rolle spielt, liegt sehr nahe. Damit kämen wir auch der Tatsache näher, daß die schwarzbraunen Aueböden gerne Steppenbodencharakter annehmen.

(9) Die Aueböden können auch eine Wandlung zu den rostfarbenen Waldböden eingehen. Bei den bis jetzt beobachteten Fällen handelt es sich dabei immer um sandige Bodenarten. Die Typenwandlung vom Aueboden zum rostfarbenen Waldboden soll an einem Aueboden mit sandiger Bodenart verfolgt werden. Der Aueboden kann sich direkt auf einer Flußablagerung gebildet haben; er kann jedoch auch durch eine Typenwandlung aus einem nicht gebleichten oder gebleichten Bruchboden entstanden sein, was oft gar nicht zu unterscheiden ist.

Bei den Aueböden auf Sand gibt es auch eine braune und eine schwarzbraune Varietät. Da dieser Unterschied für die zu besprechende Typenwandlung gleichgültig ist und die braunen Aueböden auf Sand bedeutend häufiger sind, so sei die Wandlung nur an einem braunen Aueboden erläutert. Da beide Varietäten dieselbe Typenwandlung eingehen können, sind sie im Schema zusammengefaßt.

Profil eines braunen Auebodens auf Sand (unter Acker):

A	28 cm	feiner Sand, hell sepiabraun, humos, schwache Klümpchenstruktur.
G_1	25 cm	feiner Sand, viele Eisenhydroxydflecken.
G_2	130 cm	feiner Sand, wenige kleine Flecken und Streifen von Eisenhydroxyd.
C		feiner Sand, grauweiß.

Kapillares Grundwasser bei 1,4 m im Oktober.

(10) Wenn das Grundwasser so tief steht, daß es seinen Einfluß im G_1-Horizont nicht mehr geltend machen kann, so kann eine Wandlung des Bodens zum rostfarbenen Waldboden einsetzen. Das zeigt sich zunächst darin, daß eine schwach gelbliche Farbe von Eisenhydroxyd ganz homogen verteilt im oberen G_1-Horizont auftritt. Damit ist der Boden in der Wandlung zum rostfarbenen Waldboden. So kann die Wandlung weiter gehen, und es bildet sich ein rostfarbener B-Horizont heraus, womit die Wandlung zum rostfarbenen Waldboden vollendet ist, wenn der Prozeß an sich auch noch weitergehen kann.

Profil eines braunen Auebodens mit rostfarbenem B-Horizont (unter Acker):

A	28 cm	feiner Sand, hell sepiabraun, humos, schwache Klümpchenstruktur.
BG_1	25 cm	feiner Sand, rostiggelb, viele Eisenhydroxydflecken.
G_2		feiner Sand, wenig Flecken und Streifen von Eisenhydroxyd.

Kapillares Grundwasser bei 2 m im Oktober.

Im zweiten Teil der Arbeit wird noch genaueres über diese Typenwandlung gesagt werden.

2. Typenwandlungen bei Marschböden

An Hand des beigegebenen Schemas der Typenwandlungen bei Marschböden sei zuerst der Wandlungsgang von der jungen zur alten Marsch betrachtet. Dabei wollen wir die Bodenart als konstant betrachten, damit ein unmittelbarer Vergleich der Typen möglich ist, ohne den Faktor Bodenart in Rechnung stellen zu müssen. Wir nehmen die am häufigsten auftretende Bodenart an, einen feinsandigen Ton (Schlick).

Naturgemäß finden sich die jungen Marschen fast ausschließlich in den Außendeichen. Die jungen Marschen besitzen im ganzen Profil ziemlich viel Kalk. Wenn die Bodenbildung bei diesem Bodentyp auch allgemein gering ist, so gibt es doch im Grad der Bodenbildung kleine Unterschiede, die für den Wert des Bodens als Pflanzenstandort bereits von Bedeutung sind.

Profil eines jungen Marschbodens (unter Wiese):

AG_1	10 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau, schwach humos, kleine Flecken von Eisenhydroxyd, prismatische Struktur, gut durchwurzelt, kalkhaltig.
G_2	30 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau, kleine Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur, kalkhaltig.
C		feinsandiger Ton, dunkelgrau, kalkhaltig.

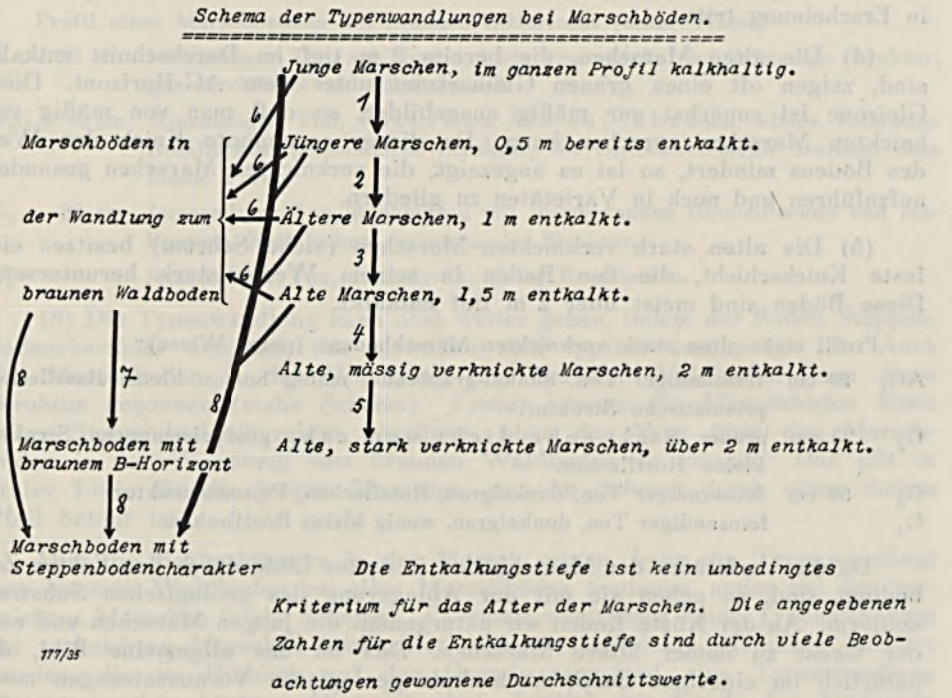


Abb. 5. Schema der Typenwandlungen bei Marschböden.

(1) Die fortschreitende Bodenbildung kommt zunächst vor allem darin zum Ausdruck, daß eine Entkalkung im oberen Profil eintritt. Marschen, bei denen die durchschnittliche Entkalkung 0,5 m beträgt, bezeichnet man am besten noch als jüngere Marschen (siehe Schema). Diese Böden liegen zum großen Teil noch im Außendeich, doch besitzen sie einen tieferen Grundwasserstand als die jungen Marschen. Selbstverständlich dringt mit der Entkalkung die Bodenbildung überhaupt tiefer in das Profil ein. Die G-Horizonte nehmen an Mächtigkeit zu, und die Naßbodenstrukturen werden ausgeprägter.

(2) Die älteren Marschen (siehe Schema) sind durchschnittlich 1 m entkalkt. Das, was über die Bodenbildung der jüngeren Marschen gesagt wurde, ist in stärkerem Maße auch bei den älteren Marschen der Fall.

Profil eines älteren Marschbodens (unter Wiese):

$A(G_1)$	15 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau und etwas braun, mäßig humos, einige kleine Rostflecken, prismatische Struktur, gut durchwurzelt.
G_2	30 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau, Rostflecken, prismatische Struktur.
G_3	55 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau, wenig kleine Rostflecken.
G_4	30 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau, wenig kleine Rostflecken, kalkhaltig.
C		feinsandiger Ton, dunkelgrau, kalkhaltig.

(3) Bei den alten Marschen (siehe Schema) ist die Entkalkung auf 1,5 m Tiefe im Durchschnitt vorgeschritten, womit gleichzeitig auch die übrige Bodenbildung weitergegangen ist, wenn das auch bodenmorphologisch wenig in Erscheinung tritt.

(4) Die alten Marschen, die bereits 2 m tief im Durchschnitt entkalkt sind, zeigen oft einen grauen Gleihorizont unter dem AG-Horizont. Diese Gleizone ist zunächst nur mäßig ausgebildet, so daß man von mäßig verknickten Marschen sprechen kann. Da dieser sogenannte Knick den Wert des Bodens mindert, so ist es angezeigt, die verknickten Marschen gesondert aufzuführen und noch in Varietäten zu gliedern.

(5) Die alten stark verknickten Marschen (siehe Schema) besitzen eine feste Knickschicht, die den Boden in seinem Werte stark heruntersetzt. Diese Böden sind meist über 2 m tief entkalkt.

Profil eines alten stark verknickten Marschbodens (unter Wiese):

AG_1	20 cm	feinsandiger Ton, dunkel-graubraun, mäßig humos, kleine Rostflecken, prismatische Struktur.
G_2	25 cm	grauer Knick, sehr dicht und zäh, großprismatische Struktur, kleine Rostflecken.
G_3	50 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau, Rostflecken, Prismenstruktur.
G_4		feinsandiger Ton, dunkelgrau, wenig kleine Rostflecken.

Da die Varietäten der Marschböden in erster Linie durch den Faktor Zeit bedingt sind, so gehen sie mit der Ablagerung des geologischen Substrats konform. An der Küste finden wir naturgemäß die jungen Marschen und nach der Geest zu immer ältere Marschen. Das ist das allgemeine Bild, das natürlich im einzelnen durch wechselnde geologische Voraussetzungen modifiziert ist, so daß man nicht etwa eine gleichmäßige zonenartige Aneinanderreihung der Marschbodenvarietäten erwarten darf.

(6) Nun sei die Typenwandlung vom Marschboden zum braunen Waldboden behandelt. Für diese Typenwandlung sind dieselben Voraussetzungen notwendig wie für die in Kapitel C V 1 beschriebene Typenwandlung eines Auebodens zu braunem Waldboden. Auch hier muß das Grundwasser durch einen natürlichen oder künstlichen Eingriff so tief bleiben, daß es die beiden oberen Horizonte nicht mehr beeinflußt; erst dann kann eine Humifizierung unter dem A-Horizont einsetzen, die sich wie bei den Aueböden durch warmbraune Humusflecken in dem obersten dunkelgrauen G-Horizont kenntlich macht.

Profil eines Marschbodens in der Wandlung zum braunen Waldboden (unter Wiese):

A	20 cm	feinsandiger Ton, sepiabraun, kleinprismatische Struktur, gut durchlüftet und durchwurzelt.
G_1B	30 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau mit vielen warmbraunen Flecken von Humus und rotbraunen Flecken von Eisenhydroxyd, prismatische Struktur mit vielen Poren.
G_2		feinsandiger Ton, dunkelgrau, viele kleine Flecken von Eisenhydroxyd. Die Flecken nehmen nach der Tiefe zu ab.

(7) Werden die Voraussetzungen für die Typenwandlung zum braunen Waldboden günstiger, so wird die Humifizierung und die Oxydation intensiver und dringt tiefer in das Profil vor. Es bildet sich ein brauner B-Horizont heraus, wie wir es bei den Aueböden besprochen haben. Damit können wir von einer Typenwandlung zum braunen Waldboden sprechen.

Profil eines Marschbodens mit braunen B-Horizont (unter Wiese):

A	20 cm	feinsandiger Ton, sepiabraun, kleinprismatische und krümelige Struktur, gut durchlüftet und durchwurzelt.
$B(G_1)$	40 cm	feinsandiger Ton, rotbraun bis sepiabraun, kleine rotbraune Rostflecken, prismatische Struktur; die Strukturelemente besitzen viele kleine Poren.
G_2	30 cm	feinsandiger Ton, dunkelgrau mit warmbraunen Humusflecken und rotbraunen Rostflecken, prismatische Struktur.
G_3		feinsandiger Ton, dunkelgrau, kleine Rostflecken.

(8) Die Typenwandlung kann noch weiter gehen, indem der Boden Steppenbodencharakter annimmt, der bisweilen sehr typisch ausgeprägt ist. Auch der Marschboden in der Wandlung zum braunen Waldboden kann diese Struktur gewinnen (siehe Schema). Ferner können die Marschböden einen guten Steppenbodencharakter annehmen, ohne den Weg über den Marschboden in der Wandlung zum braunen Waldboden zu machen. Das gilt in erster Linie für die jungen Marschen, was im Schema durch einen dicken Pfeil betont ist.

Wie die Beobachtungen in der Marsch zeigen, kann die Typenwandlung zum braunen Waldboden bei allen Marschböden beginnen, außer bei den verknickten Marschen (siehe Schema). Es wurde wenigstens keine Typenwandlung bei verknickten Marschen beobachtet, obschon verknickte Marschen kartiert wurden, die im Hinblick auf den Grundwasserstand eine Typenwandlung hätten eingehen können. Hier ist ohne Zweifel der Knick das hindernde Moment. Nach den bisherigen Beobachtungen gehen gerade die jungen und

jüngeren Marschen gerne die Typenwandlung zum braunen Waldboden ein. Hierbei spielt gewiß der höhere Kalkgehalt eine große Rolle.

Man darf nie den Fehler begehen, einen Wandlungstyp, wie beispielsweise einen Marschboden mit braunem B-Horizont, mit einem braunen Waldboden zu vergleichen, der direkt aus einem geologischen Substrat entstanden ist. Ersterer wird nie den Einfluß der nassen Bodenbildung verlieren. In wissenschaftlichen wie in praktischen Fragen muß man den Bodentyp vor und nach der Typenwandlung in Rechnung stellen, um ein sachgerechtes Bild vom Boden zu erhalten. Hierin liegt die Bedeutung der Bodentypenwandlung.

D. Besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen

I. Die Typenwandlungen von mineralischen Naßböden zu Waldböden

Im Kapitel CV ist der Wandlungsgang der mineralischen Naßböden in der Richtung der Waldböden beschrieben. Wir brauchen daher hier auf die genetischen Vorgänge nicht mehr einzugehen. In diesem Kapitel soll das Auftreten dieser Bodentypen an Hand von kleinen Karten veranschaulicht und die Bodenmorphologie vertieft werden. Ferner wird die praktische Bedeutung der Wandlungstypen zahlenmäßig belegt.

Der Wandlungsgang bei entwässerten mineralischen Naßböden wurde im Weichseldelta von E. Ostendorff (1930) eingehend beschrieben. Auch K. von Bülow und G. Görz (1933) haben über die Wandlung der mineralischen Naßböden berichtet.

1. Die Typenwandlung von Aueboden zu braunem Waldboden

Die beigefügte Abb. 6 gibt uns ein anschauliches Bild über das Vorkommen der in Frage stehenden Wandlungstypen. Die Karte gibt ein Bild über die Bodentypengesellschaft, mit der die besagten Wandlungstypen vorzugsweise auftreten. In der Südwestecke der Karte tritt der Steilrand des alten Wesertales mit einem Heideboden heraus. An den Steilrand schließt sich zunächst an einer tieferen Stelle ein Anmoor an. Die etwas höher gelegene Geländepartie wird von Aueböden eingenommen. Ungefähr in der Mitte der Karte steigt das Gebiet plötzlich zu einem seichten Rücken (erhöhte Bank innerhalb des Wesertales) an, der braune Waldböden besitzt. In der südöstlichen Ecke der Karte ist der Übergang der Geländeform von dem tiefer gelegenen Aueboden zum höher gelegenen braunen Waldboden ein allmählicher. An dieser Stelle findet sich dem Stande des Grundwassers entsprechend ein Aueboden in der Wandlung zum braunen Waldboden. Die Böden der nordöstlichen Kartenecke liegen etwas tiefer als die braunen Waldböden. Hier treten Aueböden mit braunem B-Horizont auf.

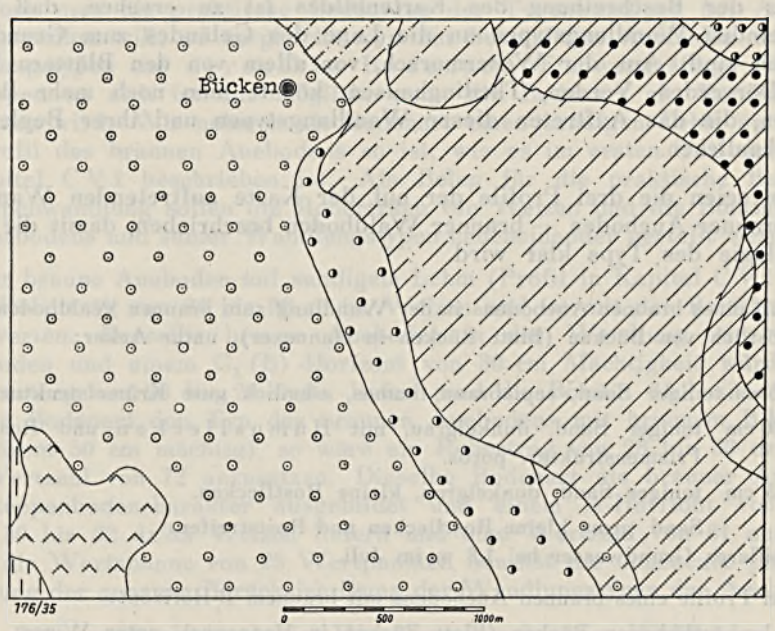


Abb. 6. Aueboden in der Wandlung zum braunen Waldboden und Aueboden mit braunem B-Horizont bei Bücken/Weser (Hannover).

Aus der Beschreibung des Kartenbildes ist zu ersehen, daß die zu behandelnden Wandlungstypen an die Lage des Geländes zum Grundwasser gebunden sind. Aus der Wesermarsch, vor allem von den Blättern Bücken, Hoya, Dörverden, Verden, Thedinghausen, könnte man noch mehr Beispiele anführen, die das Auftreten dieser Wandlungstypen und ihrer Begleitböden veranschaulichen.

Nun seien die drei Profile der auf der Karte auftretenden Wandlungstypen brauner Aueboden — brauner Waldboden beschrieben, damit die Bodenmorphologie des Typs klar wird.

Profil eines braunen Auebodens in der Wandlung zum braunen Waldboden: 2,1 km süd-südöstlich von Bücken (Blatt Bücken in Hannover), unter Acker:

A 25 cm toniger Sand, sepiabraun, humos, ziemlich gute Krümelstruktur.

$G_1(B)$ 30 cm toniger Sand, dunkelgrau, mit Humusflecken und Rostflecken, Prismenstruktur, porös.

G_2 45 cm toniger Sand, dunkelgrau, kleine Rostflecken.

G_3 Sand, grau, kleine Rostflecken und Roststreifen.

Kapillares Grundwasser bei 1,8 m im Juli.

Zwei Profile eines braunen Auebodens mit braunem B-Horizont:

1,5 km östlich von Bücken (Blatt Bücken in Hannover), unter Wiese:

A 15 cm Lehm, sepiabraun, humos, schwache kleinprismatische Struktur, zerfällt in vielkantige Krümel, gut durchwurzelt.

B_1G_1 40 cm Lehm, rotbraun bis sepiabraun, kleine Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur, gut porös.

B_2G_2 100 cm Lehm, rotbraun mit leuchtenden Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur, porös.

G_3 Lehm, dunkelgrau, mit vielen rotbraunen Flecken von Eisenhydroxyd.

2,2 km östlich von Bücken (Blatt Bücken in Hannover) unter Acker:

A 28 cm sandiger Lehm, sepiabraun, humos, gute Krümelstruktur.

B_1G_1 45 cm sandiger Lehm, rotbraun bis sepiabraun, kleine Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur, gut porös.

B_2G_2 25 cm sandiger Lehm, rotbraun, mit leuchtenden Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur, gut porös.

G_3 Sand, graugelb, mit kleinen Flecken von Eisenhydroxyd.

Im B_1G_1-Horizont dieser beiden Profile läßt der sepiabraune Farbton die Humuseinlagerung erkennen. Davon ist im B_2G_2-Horizont nichts mehr wahrzunehmen.

In der Allermarsch bei Ahlden wurde ein brauner Aueboden mit Steppenbodencharakter kartiert. Der A-Horizont dieses Bodens war 90 cm mächtig und hatte eine ausgezeichnete Struktur, war locker und gut durchlüftet. Das im ersten Teil der Arbeit gegebene Musterprofil für einen braunen Aueboden mit Steppenbodencharakter ist bei Ahlden genommen, worauf hingewiesen sein möge.

Wenn man die praktische Bedeutung der Typenwandlung bei Aueböden klar darstellen will, so vergleicht man am besten den Aueboden und seine Wandlungstypen auf derselben Bodenart. Ein wertmäßiger Vergleich der Typen an sich ist nur möglich, wenn die Bodenart als Konstante angenommen wird. Wir nehmen als Bodenart einen sandigen Lehm an, so daß das Profil des braunen Auebodens so ist, wie es im ersten Teil der Arbeit in Kapitel C V 1 beschrieben ist. Als Beleg für die praktische Bedeutung der Typenwandlung sollen die Roherträge von Weizen und die Bonitätszahlen des Auebodens und seiner Wandlungstypen nebeneinander gestellt werden[6]).

Der braune Aueboden auf sandigem Lehm (Profil in Kapitel C V 1) bringt einem Rohertrag von 24 bis 26 dz/ha Weizen und ist mit der Bonitätszahl 56 zu bewerten. Derselbe braune Aueboden in der Wandlung zum braunen Waldboden und einem G_1 (B) -Horizont von 30 cm Mächtigkeit würde einen Weizenertrag von 26 bis 28 dz/ha liefern und die Bonität 64 besitzen. Hätte dieselbe Bodenart den Typ des braunen Auebodens mit braunem B-Horizont (B-Horizont 50 cm mächtig), so wäre ein Rohertrag von 28 bis 30 dz/ha und eine Wertzahl von 72 anzusetzen. Dieselbe Bodenart als brauner Aueboden mit Steppenbodencharakter ausgebildet und einem A-Horizont von 40 cm würde 30 bis 32 dz/ha Weizen liefern und eine Wertzahl von 81 aufweisen. Allein die Wertspanne von 25 Wertpunkten beweist die ungeheure praktische Bedeutung der genauen Berücksichtigung der Wandlungstypen der Aueböden.

Die braunen Aueböden in der Wandlung zum braunen Waldboden, die mit braunem B-Horizont und mit Steppenbodencharakter, werden, wenn die Bodenart nicht zu bindig ist, zum größten Teil als Ackerland genutzt. Sie geben gute Ackerböden ab, die Weizen, Gerste, Rotklee, Zuckerrüben, z. T. Weißkohl und anspruchsvollere Hülsen- und Ölfrüchte tragen. Ist die Bodenart zu bindig, so werden sie als Weiden genutzt, die zum größten Teil sehr gute Fettweiden darstellen.

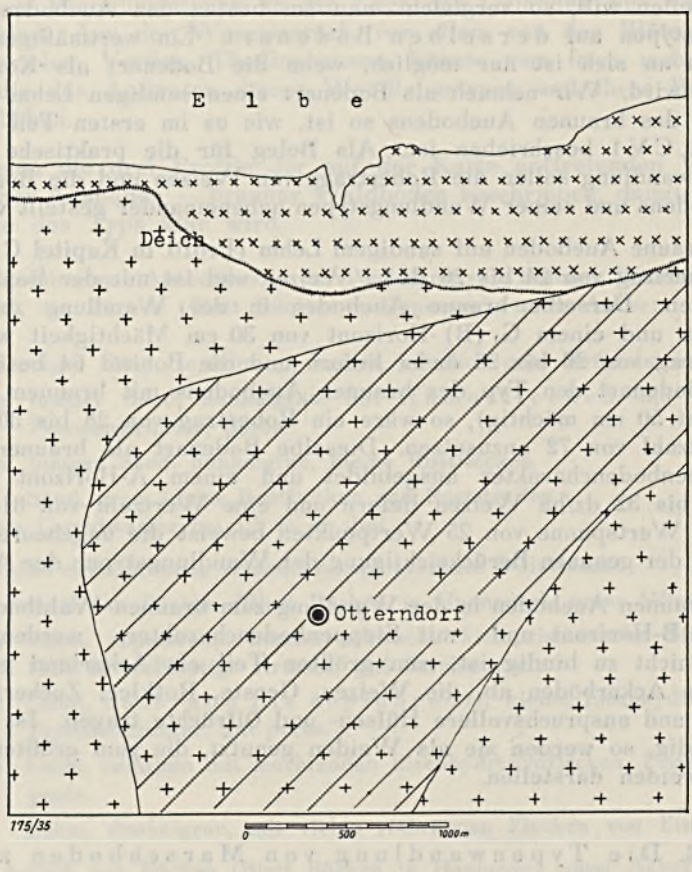
2. Die Typenwandlung von Marschboden zu braunem Waldboden

Wenn man in der Marsch kartiert, kann man am Wasserstand der Gräben erkennen, ob ein Wandlungstyp zum braunen Waldboden vorliegen kann. Wo der Wasserstand am tiefsten ist, finden wir diese Typen vor. Für die Übersichtskartierung ist das ein gutes Hilfsmittel.

Auf der beigefügten Abb. 7 wollen wir das Auftreten eines Marschbodens in der Wandlung zum braunen Waldboden mit seinen Begleitböden verfolgen. Das Gebiet liegt an der Elbmündung; es handelt sich aber dort um typische Seemarschen. Im Norden der Karte sehen wir die Elbmündung, an deren Ufer junge Marschen auftreten, die den ganzen Außendeich einnehmen. Im Binnendeich tritt fast den ganzen Deich entlang zunächst ein älterer Marschboden auf, der im Durchschnitt 1,3 m tief entkalkt ist. Dann schließt sich ein Marschboden in der Wandlung zum braunen Waldboden an,

---

[6]) Die Rohertragszahlen, die in dieser Arbeit angegeben sind, wurden durch Befragen der Landwirte gewonnen. Die Bonitätszahlen sind dem neuen Schätzungsrahmen des Reichsfinanzministeriums entnommen.



Älterer Marschboden in der Wandlung zum braunen Waldboden, bis 1,5 m Tiefe entkalkt.

Toniger Feinsand.

Älterer Marschboden bis 1,2 m Tiefe entkalkt.

Toniger Feinsand.

Junger Marschboden, im ganzen Profil kalkhaltig.

Feinsandiger Ton.

175°/35

Abb. 7. Marschboden in der Wandlung zum braunen Waldboden bei Otterndorf in Hannover.

der an der Ostseite der Karte den Deich berührt. Dieser Wandlungstyp zieht bogenförmig vom Südrand der Karte zum Ostrande. In der Südostecke der Karte tritt wieder ein älterer Marschboden auf. Der Wandlungstyp des Marschbodens bei Otterndorf liegt auf einer wenig erhöhten Geländepartie, die mit dem Auge kaum wahrgenommen wird, wenn man durch die Landschaft fährt. Die Höhendifferenz ist am besten festzustellen, wenn man den Wasserstand in den Entwässerungsgräben beobachtet.

Marschböden in der Entwicklung zum braunen Waldboden wurden vom Verfasser von der Elbmündung bis zum Jadebusen fleckenweise beobachtet. Ein Marschboden mit ausgeprägtem B-Horizont wurde nur auf Blatt Wedel und Buxtehude kartiert. Damit will ich nicht behaupten, daß in dem von mir kartierten Gebiet von der Elbmündung bis zum Jadebusen nicht noch kleine Flächen von Marschboden mit braunem B-Horizont vorhanden sind, die bei der Übersichtskartierung 1:100 000 nicht erfaßt wurden. Die Marschböden im Alten Lande nordwestlich von Harburg sind solche, die in der Wandlung zum braunen Waldboden sind und etwas Steppenbodenstruktur besitzen, wenn diese auch nicht gut ausgeprägt ist. Ein Marschboden mit typischem Steppenbodencharakter wurde nur auf Blatt Schwanewede angetroffen.

Um die Bodenmorphologie dieser Wandlungstypen zu vertiefen, seien einige charakteristische Profile angegeben. Zunächst wollen wir ein Profil des Wandlungstyps bei Otterndorf geben.

Profil eines Marschbodens in der Wandlung zum braunen Waldboden; 0,4 km südlich von Otterndorf (Blatt Otterndorf in Hannover), unter Wiese:

A	20 cm	stark toniger Feinsand, sepiabraun, humos, kleinprismatische Struktur, die in vielkantige Krümel zerfällt, gut durchlüftet und durchwurzelt.
G_1(B)	25 cm	stark toniger Feinsand, grau, mit braunen Humusflecken und kleinen Flecken von Eisenhydroxyd, prismatische Struktur, porös.
G_2	50 cm	stark toniger Feinsand, grau, kleine Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur.
G_3	45 cm	toniger Feinsand, grau, kleine Eisenhydroxydflecken.
C		toniger Feinsand, grau, kalkhaltig.

Kapillares Grundwasser bei 1,3 m Ende Juni.

Profil eines Marschbodens mit braunem B-Horizont; 2 km südwestlich von Ninkop (Blatt Wedel, südlicher Teil, der noch zu Hannover gehört), unter Wiese:

A	20 cm	feinsandiger Ton, sepiabraun, humos, kleinprismatische Struktur und große vielkantige Krümel, gut durchlüftet und durchwurzelt.
B_1(G_1)	30 cm	feinsandiger Ton, sepiabraun bis rotbraun, kleine Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur, porös; die Wurzeln folgen den Prismenklüften.
G_2(B_2)	20 cm	feinsandiger Ton, grau, mit warmbraunen Humusflecken und Flecken von Eisenhydroxyd, Prismenstruktur, porös.
G_3	40 cm	feinsandiger Ton, kleine Eisenhydroxydflecken, Prismenstruktur.
C		feinsandiger Ton, schwarzbraun, humos, ohne Kalk.

Kapillares Grundwasser bei 1,8 m im September.

Profil eines Marschbodens mit Steppenbodencharakter; 1,7 km westlich von Aschwarden (Blatt Schwanewede in Hannover), unter Acker:

A 35 cm stark feinsandiger Ton, dunkel sepiabraun, gut humos, sehr gute Krümelung, locker, gut durchlüftet, kalkhaltig.

G_1(B) 20 cm stark feinsandiger Ton, grau, mit braunen Humusflecken und kleinen Flecken von Eisenhydroxyd, kleinprismatisch, zerfällt in Polyeder, porös, kalkhaltig.

G_2 80 cm stark feinsandiger Ton, grau, kleine Flecken von Eisenhydroxyd, kalkhaltig.

C feinsandiger Ton, grau, etwas grünlich, kalkhaltig.

Kapillares Grundwasser bei 1 m Ende September.

Im ersten Teil haben wir bereits erwähnt, daß wir die Wandlungstypen der Marschböden in der jungen bis zur alten Marsch antreffen, nur nicht auf den verknickten Marschen. Die Böden der drei beschriebenen Profile liegen inmitten verschiedener Marschböden. Der erste Boden liegt in der älteren, der zweite in der alten und der dritte in der jüngeren Marsch. Allgemein beobachtet man, daß im Gebiet der jüngeren und älteren Marschen die meisten Wandlungstypen auftreten. Ferner lehrt die Beobachtung, daß die jüngeren kalkreichen Marschen nach Grundwassersenkung gerne eine Wandlung eingehen. Der Kalkgehalt dürfte dieser Bildung sehr förderlich sein. Es besitzen jedoch nur sehr wenige junge Marschen einen so tiefen Grundwasserstand, daß eine Wandlung einsetzen kann. Die Tatsache, daß im Gebiet der jüngeren und älteren Marsch die meisten Wandlungstypen auftreten, liegt in erster Linie an dem tieferen Grundwasserstand dieses Gebietes. Landeinwärts senkt sich das Gebiet etwas ab, daher hat die alte Marsch zum großen Teil einen höheren Grundwasserstand, welcher der Typenwandlung zum braunen Waldboden hinderlich ist. Das Gelände fällt landeinwärts oft derart ab, daß es am Geestrand zu Moorbildungen gekommen ist, die in breitem Saum der Geest entlang ziehen.

Die praktische Bedeutung der Typenwandlung bei Marschböden wollen wir wie bei den Wandlungstypen des Auebodens belegen, indem wir die Bodenart konstant nehmen und nur den Typ variieren. Die Bodenartenschichtung des Profils 0,4 km südlich von Otterndorf sei für diese Bewertung gewählt. Ein älterer Marschboden mit der festgesetzten bodenartlichen Schichtung bringt einen durchschnittlichen Rohertrag von 27 dz/ha Weizen und besitzt eine Bonitätszahl von 63. Dasselbe bodenartliche Profil eines älteren Marschbodens in der Entwicklung zum braunen Waldboden trägt 29 dz/ha Weizen und ist mit 71 zu bewerten. Ein älterer Marschboden mit braunem B-Horizont (B-Horizont 40 cm mächtig) auf derselben Bodenart gibt einen Ertrag von 32 bis 34 dz/ha Weizen und ist mit 80 anzusetzen. Der ältere Marschboden mit Steppenbodencharakter (A-Horizont 40 cm mächtig) bringt 36 dz/ha Weizen und ist mit 89 zu bewerten. Wie bei dem Aueboden und seinen Wandlungstypen, so liegt auch hier eine weite Wertspanne vor, die wieder die Bedeutung der Wandlungsvorgänge bestätigt.

Die Wandlungstypen der Marschböden geben bei nicht zu bindigen Bodenarten gute Ackerböden ab. Sie tragen Weizen, Gerste, Grünklee, Zuckerrüben, Weißkohl und anspruchsvollere Hülsen- und Oelfrüchte. Die besagten Bodentypen mit bindiger Bodenart sind für die Ackerkultur wenig geeignet, da sie zu schwer bearbeitbar sind. Diese bindigen Böden tragen

sehr gute Fettweiden. Auch ein großer Teil der weniger bindigen Bodenarten werden als Fettweiden genutzt. Nordwestlich von Harburg sind auf einem Marschboden in der Wandlung zum braunen Waldboden Obstplantagen entstanden, die einen gesunden Bestand an Obstbäumen aufweisen und sehr hohe Erträge liefern.

3. Die Typenwandlung von Aueboden zu rostfarbenem Waldboden

Auf Abb. 8 soll das Vorkommen des Auebodens und seiner Bodentypengesellschaft veranschaulicht werden. Geologisch-morphologisch handelt es sich um das Oldenburgische Talsandgebiet. Im Überblick gesehen, ist es ein fast ebenes Gelände, das ein reiches Mikrorelief besitzt. Die Niveauunterschiede sind oft so klein, daß sie auf dem Meßtischblatt durch Isohypsen nicht dargestellt werden können, aber für die Bodenbildung außerordentlich wichtig sind. Die kleinen Niveauunterschiede bedingen einen verschiedenen Grundwasserstand, der einen entscheidenden Einfluß auf die Ausbildung der Bodentypen besitzt.

Der größte Teil der Karte wird von Aueböden eingenommen, die teils Feinsand und teils tonigen Feinsand als Bodenart besitzen. In der Südecke der Karte findet sich ein Aueboden in der Wandlung zum rostfarbenen Waldboden. Dieser Boden liegt auf einer etwas erhöhten Sandbank. Westlich schließt sich ein Anmoor an, das eine tiefe Stelle im Gelände einnimmt. Etwas südwestlich von Dinklage wird ebenso eine tiefere Stelle von Anmoor eingenommen. Die am West- und Südrand der Karte auftretenden Bruchböden haben ein Geländeniveau, das zwischen dem des Anmoores und dem der Aueböden liegt. Ungefähr in der Mitte der Kartenfläche sehen wir einen verheideten Aueboden, den wir später in Abschnitt D III 1 besprechen werden. Dinklage wird von einem Eschboden umgeben, der auf einem Aueboden entstanden ist. Im nordwestlichen Teil der Karte finden sich Eschböden, die höher liegen als der bei Dinklage und auf rostfarbenem Waldboden entstanden sind.

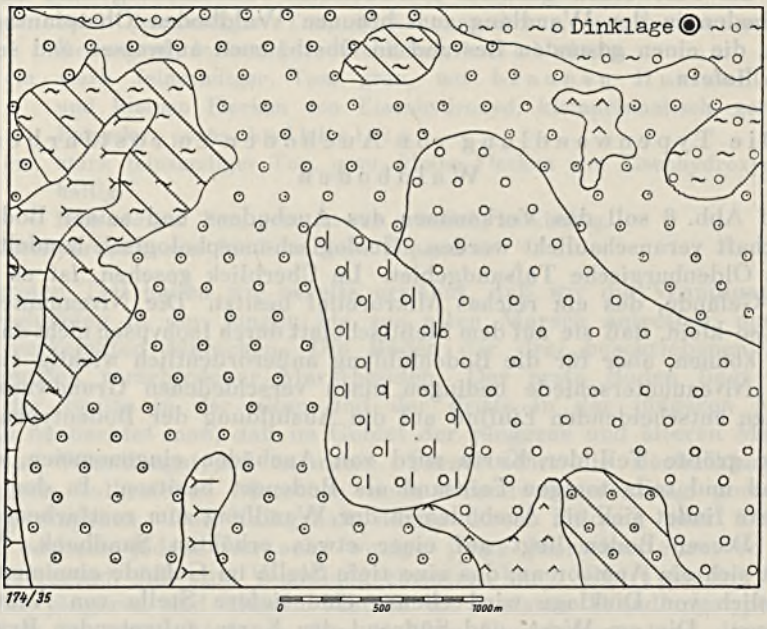
In der beschriebenen Art ist das Bodentypenbild der Talsande Nordwestdeutschlands vielfach anzutreffen. Hier treten die Aueböden in der Wandlung zum rostfarbenen Waldboden und mit rostfarbenem B-Horizont öfter auf. Auch findet man diese Wandlungstypen auf sandigen Bodenarten der Elb-, Weser- und Allermarsch. Bodenmorphologisch sind die Wandlungstypen auf den Talsanden und in den Flußniederungen gleich ausgebildet.

Die Bodenmorphologie der zu besprechenden Bodentypen ist einfach, so daß sie mit zwei Profilen klargelegt ist.

Profil eines Auebodens in der Wandlung zu rostfarbenem Waldboden; 2,5 km südlich von Dinklage (Blatt Dinklage in Oldenburg), unter Acker:

A	23 cm	feiner Sand, graubraun, humos, einige Bleichkörner, schwache Klümpchenstruktur.
G_1(B)	25 cm	feiner Sand, gelblich, kleine Eisenhydroxydflecken.
G_2	90 cm	feiner Sand, grauweiß, kleine Eisenhydroxydflecken.
C		feiner Sand, grauweiß.

Kapillares Grundwasser bei 1,7 m im Oktober.



Aueboden in der Wandlung zum rostf. Waldboden.
Feiner Sand

Verheideter Aueboden, mäßige Naßbleichung.
50 cm toniger Feinsand
feinem Sand

Aueböden, mäßig gebleicht.
100 cm toniger Feinsand
feinem Sand
Feiner Sand

Bruchboden, mäßig gebleicht.
Sand

Anmoor.
30 cm anmooriger feiner Sand
feinem Sand

Eschboden, hervorgegangen aus rostfarb. Waldböden.
50 cm anlehmiger feiner Sand
feinem Sand

Eschboden, hervorgegangen aus Aueboden.
50 cm anlehmiger feiner Sand
feinem Sand

174a/35

Abb. 8. Aueboden in der Wandlung zum rostfarbenen Waldboden und verheideter Aueboden bei Dinklage i. Oldenburg.

Profil eines Auebodens mit rostfarbenem B-Horizont; 1,4 km nördlich von Fresenbrinck (Blatt Dinklage in Oldenburg), unter Acker:

A 25 cm feiner Sand, graubraun, humos, Bleichkörner, Klümpchen- und Einzelkornstruktur.

$B(G_1)$ 35 cm feiner Sand, rostfarbig, kleine Eisenhydroxydflecken.

G_2 feiner Sand, grauweiß, kleine Flecken von Eisenhydroxyd.

Kapillares Grundwasser bei 2 m im Oktober.

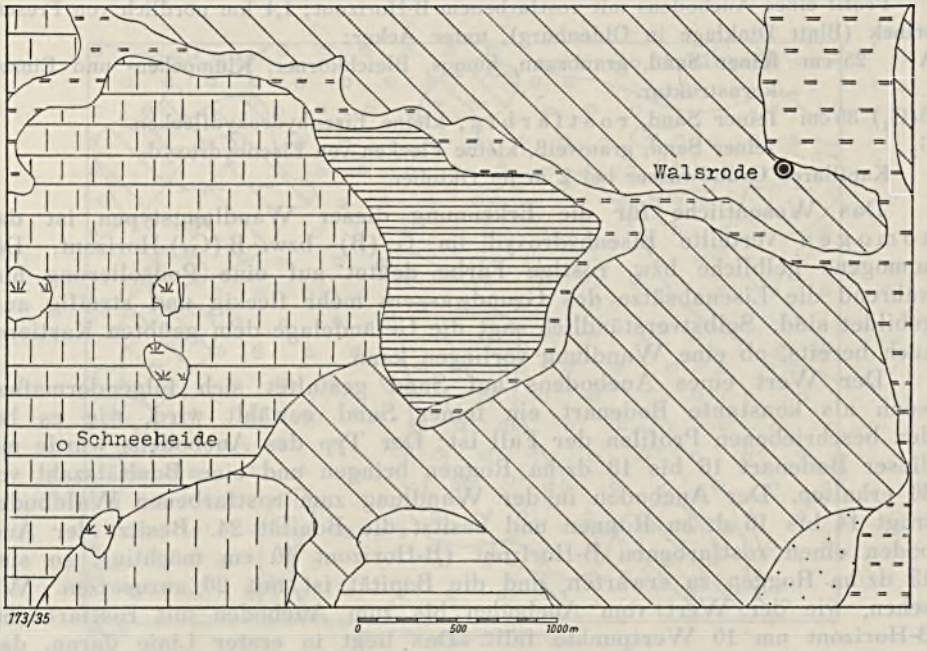
Das Wesentliche für die Erkennung dieser Wandlungstypen ist das homogen verteilte Eisenhydroxyd im G_1 (B)- bzw. B (G_1)-Horizont. Die homogene gelbliche bzw. rostige Farbe deutet auf eine Podsolierung hin, während die Eisenabsätze des Grundwassers mehr fleckig und streifig ausgebildet sind. Selbstverständlich sagt die Geländelage dem geübten Kartierer auch bereits, ob eine Wandlung vorliegen kann.

Der Wert eines Auebodens auf Sand gestaltet sich folgendermaßen, wenn als konstante Bodenart ein feiner Sand gewählt wird, wie es bei den beschriebenen Profilen der Fall ist: Der Typ des Auebodens würde mit dieser Bodenart 16 bis 18 dz/ha Roggen bringen und eine Bonitätszahl von 30 erhalten. Der Aueboden in der Wandlung zum rostfarbenen Waldboden trägt 14 bis 16 dz/ha Roggen und besitzt die Bonität 24. Besitzt der Aueboden einen rostfarbenen B-Horizont (B-Horizont 40 cm mächtig), so sind 13 dz/ha Roggen zu erwarten, und die Bonität ist mit 20 anzusetzen. Wir sehen, wie der Wert vom Aueboden bis zum Aueboden mit rostfarbenem B-Horizont um 10 Wertpunkte fällt. Das liegt in erster Linie daran, daß die Wasserverhältnisse bei den Wandlungstypen schlechter werden. Auch mindert die einsetzende Podsolierung den Bodenwert.

Während die sandigen Aueböden noch als Wiese und Weide brauchbar sind, werden ihre Wandlungstypen zum rostfarbenen Waldboden besser der Ackerkultur zugeführt, da der Grundwasserstand bei den Wandlungstypen für Wiesen und Weiden meist etwas zu tief ist. Diese Wandlungstypen stellen geringere Ackerböden vor, die Roggen, Hafer und Kartoffeln als Hauptfrüchte tragen.

II. Die Typenwandlung von nassem Waldboden zu Heideboden

Die Genese und die Bodenmorphologie der nassen Waldböden sind im ersten Teil eingehend genug behandelt, was notwendig war, weil der Bodentyp weniger bekannt ist. Wir können uns daher den sogenannten verheideten nassen Waldböden zuwenden und deren Auftreten, Genese und Morphologie etwas näher betrachten. Die beigegebene Abb. 9 gibt uns ein schönes Bodenbild von einer Landschaft, in welcher der verheidete nasse Waldboden und seine Bodengesellschaft auftreten. Es ist ein kleiner Ausschnitt aus der Altmoräne. Die Täler werden von Flachmoor eingenommen. Ein größerer Teil der Karte, fast die östliche Hälfte, stellt einen mäßig gebleichten rostfarbenen Waldboden vor. In der Südostecke stößt an dem Abfall zum Tale (von Flachmoor eingenommen) der liegende Sand der Geschiebelehmdecke heraus. Hier ist ein stark gebleichter rostfarbener Waldboden entwickelt. Ungefähr in der Südwestecke findet sich ein Heideboden auf Sand. In der Blattmitte und am Südrand tritt ein nasser Waldboden auf. Am Westrande der Karte sehen wir eine große Fläche von verheidetem nassen Waldboden, auf dem sich an vertieften Stellen kleine Hochmoore gebildet haben.



Nasse Waldböden.
30 cm lehmiger Sand / sandigem Lehm
50 cm anlehniger Sand / sandigem Lehm

Verheideter nasser Waldboden.
50 cm anlehmiger Sand / sandigem Lehm

Mäßig gebleichter rostfarbener Waldboden.
80 cm anlehmiger Sand / sandigem Lehm

Stark gebleichter rostfarbener Waldboden.
Sand

Heideboden.
Sand

Flachmoor.
50 cm mäßig vererdeter Flachmoortorf / Sand

Hochmoor.
100 cm mäßig vererdeter Hochmoortorf / Sand

173/35

Abb. 9. Verheideter nasser Waldboden bei Schneeheide (Blatt Walsrode i. Hann.)

Im Kreise Falligbostel und Rotenburg treten die verheideten nassen Waldböden in großen Flächen auf, die bereits zum größten Teil in Ackerkultur genommen sind. Auch auf der übrigen Altmoräne finden wir überall verheidete nasse Waldböden. Wegen ihres häufigen Vorkommens wurden sie bei der Übersichtskartierung in Niedersachsen nach dem Vorschlag des Verfassers als selbständiger Typ kartiert und vorläufig als verheidete nasse Waldböden bezeichnet.

Im ersten Teil wurde die Behauptung aufgestellt, daß die verheideten nassen Waldböden die Ausbildung ihrer obersten Horizonte durch eine Verheidung erfahren haben. Den ersten Beweis dafür liefert die Morphologie des Profiles selber. Wenn wir darin Orterde oder Ortstein finden, so liegt der Gedanke nahe, anzunehmen, daß der Boden verheidet gewesen ist. Auf der Altmoräne findet man oft Ackerflächen in oder neben Heideflächen, und beide haben dasselbe Profil des verheideten nassen Waldbodens. Bisweilen trifft man noch große Heideflächen an, die dieses Profil besitzen. Die Fläche verheideter nasser Waldböden bei Schneeheide (siehe Abb. 9) war noch vor 15 Jahren mit Heide bestanden und ist heute ganz unter Ackerkultur.[7]) Auf den alten Meßtischblättern tragen viele Flächen das Heidezeichen, die heute beackert werden und sich bei der Kartierung als verheidete nasse Waldböden erwiesen. Aus diesen Argumenten dürfte klar hervorgehen, daß die genetische Erklärung für die verheideten nassen Waldböden zu Recht besteht.

Es ist auffallend, daß die verheideten nassen Waldböden nach den bisherigen Beobachtungen in Nordhannover nur auf der Grundmoräne auftreten. Wohl treffen wir nasse Waldböden auf anderen Substraten, beispielsweise auf feinsandigen Tonen und Flottlehm, doch wurde hier kein verheideter nasser Waldboden angetroffen. Zum Teil findet das seinen Grund darin, daß die nassen Waldböden auf dem Geschiebemergel der Altmoräne meist eine Verhärtungsschicht ausbilden, wodurch die Waldvegetation derart behindert wird, daß die Heide alles überwuchert und mit ihrem Rohhumus einen sehr intensiven Podsolierungsprozeß einleitet. Auf diese Weise entwickelt sich dann aus dem nassen Waldboden der verheidete nasse Waldboden. Es gibt jedoch sehr viele Fälle, wo keine Verhärtungsschicht vorliegt, und doch hat eine Verheidung stattgehabt. Hier hat die Heide bei Kahlschlag Platz gegriffen, was natürlich auch für Böden mit einer Verhärtungsschicht zutreffen kann. Über die Verheidung von niedersächsischen Waldflächen bei Kahlschlag haben R. Tüxen (1932) M. Sellke (1935) berichtet.

Die im ersten Teile dieser Arbeit bereits besprochene Morphologie des verheideten nassen Waldbodens möge noch durch drei Profile vertieft werden.

Profile von verheideten nassen Waldböden: 0,2 km südlich von Schneeheide (Blatt Walsrode in Hannover), unter Acker:

A_1	25 cm	etwas anlehmiger Sand, schwarzgrau, humos, Klümpchen- und Einzelkornstruktur.
A_2	10 cm	Bleichsand, grauweiß, Einzelkornstruktur.
BG_1	20 cm	Ortstein, oben schwarz und unten rotbraun. Der untere Teil des Ortsteines geht in Raseneisenstein über.
$G_2(B_1)$	20 cm	stark lehmiger Sand, hellgrau, rotbraun gefleckt, plattig, etwas fest.
$G_2(B_2)$		sandiger Lehm, hellgrau, rotbraun und teils rotbraun-sepiabraun gefleckt (große Flecken).

[7]) Mündlicher Bericht von Dr. h. c. O. Wolff, Walsrode.

2 km westlich von Ottingen (Blatt Visselhövede in Hannover), unter Heide:

A_0	10 cm	Rohhumus von *Calluna vulgaris*.
A_2	25 cm	Bleichsand, grauweiß, Einzelkornstruktur.
B_1	10 cm	schwarzer Humusortstein.
B_2G_1	5 cm	Eisenortstein und Raseneisenstein verknüpft.
G_2	8 cm	Raseneisenstein.
$G_3(B_3)$	20 cm	stark lehmiger Sand, fahlgrau, mit vielen rotbraunen Flecken, plattig, ziemlich fest.
$G_4(B_4)$		sandiger Lehm, fahlgrau, mit vielen großen rotbraunen, teils auch rotbraun-sepiabraunen Flecken.

2 km südöstlich von Hamwiede (Blatt Kirchboitzen in Hannover), unter Acker:

A_1+_2	25 cm	anlehmiger Sand, stark gebleicht, grauschwarz, humos, Klümpchenstruktur.
B_1G_1	25 cm	lehmiger Sand als schwache Orterde ausgebildet, dunkelbraun, streifig, kleine schwach rotbraune Flecken.
$G_2(B_2)$	15 cm	stark lehmiger Sand, fahlgrau, mit rotbraunen Flecken, schwach plattig.
$G_3(B_3)$		sandiger Lehm, fahlgrau und rotbraun, teils auch rotbraun-sepiabraun marmoriert.

Durch die Gegenüberstellung des letzten Profiles mit den beiden ersten geht ohne weiteres hervor, daß die Podsolierung verschieden stark ist, was in erster Linie von der Dauer der Verheidung abhängig ist. Für den Wert des verheideten nassen Waldbodens ist es ungeheuer wichtig, wie weit die Bleichung vorgeschritten ist, ob Orterde, Ortstein oder gar Ortstein und Raseneisenstein vorliegt. Es wird daher unbedingt notwendig sein, bei Spezialkartierungen den verheideten nassen Waldboden in mehrere Varietäten zu gliedern. Die angegebenen Profile stellen noch nicht alle Varietäten des verheideten nassen Waldbodens vor. Gerade dieser Bodentyp weist durch den verschiedenen Podsolierungsgrad, durch verschiedene Bodenarten, verschiedene Horizontmächtigkeiten und teils durch mehr oder weniger Raseneisensteineinlagerung recht abwechslungsreiche Profile auf.

Der Raseneisenstein der verheideten nassen Waldböden ist durch Bodenwasserstauung entstanden.[8]) Er ist also eine Bildung, die an die Eigenschaften des nassen Waldbodens geknüpft ist. Wo der Ortstein den Raseneisenstein mehr oder weniger einschließt, müssen wir annehmen, daß der Raseneisenstein zuerst da war, und daß dieser von der Ortsteinbildung umgeben wurde. Hier und da sind Ortstein und Raseneisenstein in zwei getrennten Schichten abgesetzt, wie das in dem Profil bei Ottingen der Fall ist. Wenn die beiden Bildungsprozesse auch unabhängig voneinander sind, so können sie sich doch gegenseitig beeinflussen.

Man findet auf der Altmoräne bisweilen Böden, die Ortstein und darunter fahlgraue Horizonte besitzen, wie der verheidete nasse Waldboden. Der sandige Lehm steht jedoch erst bei 1 m und tiefer an, so daß es nicht mehr

[8]) Jn diesen Böden ist der Raseneisenstein, der allgemein als Bildung des Grundwassers gilt, genau so ausgebildet wie in einem Grundwasserboden. Daher ist auf eine andere Bezeichnung verzichtet; doch sei auf die verschiedenen Bildungsbedingungen hingewiesen.

zu einer nennenswerten Bodenwasserstauung kommen kann, die der Kulturpflanze hinderlich ist. Diese Böden werden besser zu den Heideböden gruppiert, da sie nicht mehr die typische Eigenschaft des nassen Waldbodens, die Vernässung, besitzen. Ein solcher Boden wird durch die Angabe des Bodentyps (Heideboden) und der Bodenart vollständig charakterisiert.

Die Geschiebe in verheideten nassen Waldböden sind in den A-Horizonten äußerlich sehr stark verwittert. Sie besitzen eine Verwitterungsrinde, die im trockenen Zustand ganz weiß ist. Diese weißen Geschiebe geben immer einen Hinweis auf das Vorhandensein dieses Bodentyps. Schon diese starke Verwitterung der Geschiebe deutet auf den ungeheuren Nährstoffverlust hin, den der Boden durch die Verheidung und die dadurch eingeleitete Rohhumusbildung und Podsolierung erlitten hat. Die Kartierungsarbeit in Nordniedersachsen hat ergeben, daß die nassen Waldböden und die verheideten nassen Waldböden (auf Geschiebemergel) vorwiegend auf relativ flachem Gelände auftreten. Wo der Kartierer auf der Grundmoräne ein flaches Gelände antrifft, da darf er diese Bodentypen vermuten. Diese Beobachtung auf der Altmoräne darf man nicht ohne weiteres auf die Jungmoräne übertragen. Das oft stark ausgewaschene Material der Altmoräne läßt es vorwiegend da zu Bodenwasserstauungen kommen, wo das Wasser nicht wegfließen kann. In welligem Gelände fließt immer ein Teil der Tagewässer ab, so daß es nicht leicht zu einem Überschuß an Wasser kommt. Bei bindigen Bodenarten ist es anders. Diese sind derart undurchlässig, daß sie auch im bewegten Gelände nasse Waldböden bilden, selbst wenn ein Teil der Tagewässer abfließt.

Damit man sich ein Bild machen kann, wie der Wert eines nassen Waldbodens durch die Verheidung geschmälert wird, seien einige Zahlenangaben gemacht. Ein nasser Waldboden mit folgender Bodenart: 40 cm lehmiger Sand über sandigem Lehm bringt 26 bis 28 dz/ha Roggen und ist mit 42 zu bewerten. Verheidet dieser nasse Waldboden, so verschlechtert sich selbstverständlich auch die Bodenart (hier können wir folgerichtig die Bodenart nicht konstant nehmen; denn die bodenartliche Veränderung liegt im Wechsel des Typs begründet). Bei einer Ortsteinschicht von 20 cm, die aber gebrochen ist, trägt dieser Boden etwa 16 bis 18 dz/ha Roggen und ist mit der Wertzahl 28 anzusetzen. Die Spanne von 14 Wertpunkten besagt für die Verschlechterung des Bodens genug. Selbstverständlich fallen nicht alle nassen Waldböden durch die Verheidung so stark im Werte ab. Wie weit sie an Wert verlieren, hängt vom Grad der Ausbleichung und von der Ortstein- bzw. Raseneisensteinbildung ab.

Wenn die verheideten nassen Waldböden in Kultur genommen werden, erfordern sie zunächst einen hohen Aufwand. Der Ortstein muß unbedingt gebrochen werden, da dieser sonst ein dauerndes Hindernis im Wurzelraum bedeutet. Ist nur Orterde vorhanden, so ist die Melioration bedeutend einfacher. Besonders schwierig wird die Melioration, wenn Ort- und Raseneisenstein zusammen in einer Bank vorkommen. Diese Schicht kann — wenn auch selten — 40 cm mächtig sein und ist derart hart, daß kaum eine Melioration möglich ist. Wird die Melioration der verheideten nassen Waldböden gut durchgeführt, so geben sie mittlere und geringere Ackerböden ab. Die Güte des Bodens als Pflanzenstandort hängt vom Podsolierungsgrad und von der Bodenart ab. Ist nur eine Orterde ausgebildet, und steht bei 50 cm

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Tiefe ein sandiger Lehm an — ein häufiger Fall —, so haben wir einen ziemlich guten Boden vor uns für Hafer, Roggen, Kartoffeln, Rotklee und besonders Grünklee. Wenn bei 30 bis 50 cm Tiefe bereits ein sandiger Lehm ansteht, ist eine Drainage von großem Erfolg. Kommt die bindige Bodenart erst tiefer, so ist eine Drainage weniger oder gar nicht notwendig.

Als Waldboden kann der verheidete nasse Waldboden mit Ortstein ohne Melioration nicht mehr dienen, denn keine Wurzel kann diese Verhärtungsschicht durchdringen. Selbst die anspruchslose Kiefer wird stark ästig und wächst im Alter von 15 Jahren nur sehr schwach weiter. Ein gutes Beispiel dafür liefert der Kiefernbestand auf dem verheideten nassen Waldboden bei Ottingen, Bl. Visselhövede in Hannover. Dieselbe Erscheinung treffen wir auf nassen Waldböden, die eine starke Verhärtungsschicht (Zementschicht) besitzen. Auch hier kommt selbst die Kiefer infolge des mechanischen Hindernisses im Wurzelraum nicht vorwärts.

III. Die Typenwandlungen mineralischer Naßböden zu Heideböden

1. Die Typenwandlung von Aueboden zu Heideboden

Im Talsandgebiet des südlichen Oldenburgs, ebenso auf Blatt Dörverden in Hannover, wurde mehrmals ein Boden angetroffen, der gemäß seiner Geländelage ein Aueboden sein mußte. Der A-Horizont hatte jedoch das Ansehen wie der eines stark gebleichten rostfarbenen Waldbodens oder eines Heidebodens. Unter dem A-Horizont war ein orterdeartiger Horizont ausgebildet. Diese Orterde bildete kein scharf abgesetztes Band, wie das bei Heideböden üblich ist, sondern eine verhältnismäßig breite Schicht, die streifig und fleckig ausgebildet war. Durch die Erfahrungen mit den verheideten nassen Waldböden war die Deutung des Profils nicht schwer. Das Profil glich durchaus dem eines verheideten nassen Waldbodens, bei dem die Orterdebildung durch das Bodenwasser gestört wurde. Die Wirkung des Wassers auf die Orterdebildung ist dieselbe, nur handelt es sich in dem einen Falle um Grundwasser, im anderen um Bodenwasser.

An verschiedenen Stellen wurden noch Heidereste auf dem Aueboden gefunden. Auf Blatt Dörverden wurden auch kleine Stellen des in Frage stehenden Bodens gefunden, die auch noch kleine Stellen von Heide trugen. Die alten Meßtischblätter besitzen an einigen Stellen noch das Heidezeichen, wo dieser Boden auftritt, der heute Wiesen trägt. Hieraus dürfte auch der Beweis für eine Verheidung dieses Bodens erbracht sein. Wir können mithin analog dem Namen verheideter nasser Waldboden hier von verheidetem Aueboden sprechen.

Im Kapitel D I 3 wurde die Abb. 8 erläutert, auf welcher der verheidete Aueboden auftritt. Da die beobachteten Profile dieses Bodens keine großen Unterschiede zeigten, genügt es, wenn mit zwei Profilen das Bodenmorphologische erläutert wird.

Profile von verheideten Aueböden:

1,4 km westlich von der Ortschaft Westen (Blatt Dörverden i. Hann.), unter Acker:

A_1+_2 25 cm Sand, stark gebleicht, grauschwarz, humos, Klümpchen- und Einzelkornstruktur.

BG_1 15 cm toniger Sand, orterdeartig, schwarzbraun, streifig und fleckig, kleine Flecken von Eisenhydroxyd.

G_2 30 cm stark toniger Sand, grau; die Tonbestandteile sind linsenartig angereichert, Streifen und Flecken von Eisenhydroxyd.

G_3 Sand, fahlgrau, sehr wenig Grundwasserabsätze.

Kapillares Grundwasser bei 1,3 m im Juli.

2 km südwestlich von Dinklage (Blatt Dinklage in Oldenburg), unter einem lichten Kiefernwald mit Gräsern als Unterflora:

A_1+_2 10 cm feiner Sand, stark gebleicht, grauschwarz, humos, Einzelkornstruktur.

BG_1 35 cm schwach toniger feiner Sand, orterdeartig ausgebildet, schwarzbraun und graubraun gestreift und gefleckt, kleine Rostflecken. Die Orterdebildung wurde durch das Grundwasser gestört.

G_2 40 cm toniger Feinsand, fahlgrau und hellrostbraun gefleckt. Die tonigen Bestandteile sind linsenartig angereichert.

G_3 feiner Sand, hellgrau, kleine Eisenhydroxydabsätze.

Kapillares Grundwasser bei 1,5 m im Oktober.

Der Wertverlust des Auebodens durch die Verheidung sei zahlenmäßig veranschaulicht. Der Boden des zuletzt beschriebenen Profiles bringt einen Rohertrag von 14 bis 16 dz/ha Roggen und wird mit der Wertzahl 23 veranschlagt. Dasselbe bodenartliche Profil als Aueboden (ohne Verheidung) ausgebildet, ergibt einen Rohertrag von 16 bis 18 dz/ha Roggen und besitzt eine Bonität von 30 Wertpunkten. Der Wertabfall bei dem verheideten Aueboden gegenüber dem nicht verheideten ist durch die Podsolierung verursacht. Demzufolge ist die Wertabnahme vom Grad der Podsolierung abhängig.

2. Die Typenwandlung von Bruchboden zu Heideboden

Auf Blatt Dörverden in Hannover wurde an einigen Stellen ein Bruchboden beobachtet, dessen beide obersten Horizonte ausgebildet waren wie die des verheideten Auebodens. Nur war die orterdeartige Bildung noch streifiger ausgebildet wie bei verheideten Aueböden, was nicht verwunderlich ist, wenn wir an den höheren Grundwasserstand im Bruchboden denken; denn dieser hat hier offenbar die Orterdebildung stark gestört. Durch die Beobachtungen auf den verheideten nassen Waldböden und den verheideten Aueböden konnte man hier auch an eine Bleichung durch Heiderohhumus denken. Diese Vermutung wurde bestärkt durch das Auftreten kleiner Heideflächen. Das alte Meßtischblatt Dörverden von 1897 gibt Heide an, wo dieser Wandlungstyp unter Weide beobachtet wurde. Auf dem erwähnten Meß-

tischblatt wurde einige Male beobachtet, daß der sogenannte verheidete Bruchboden mit Blaubeeren *(Vaccinium myrthillus)* bestanden war, die auch Rohhumusbildner sind, und somit dieselbe Wirkung ausüben wie das Heidekraut. Das soll uns jedoch nicht stören, von einem verheideten Bruchboden zu sprechen; denn die Heide ist an der Bildung am häufigsten beteiligt. Die verheideten Bruchböden treten in einer Landschaft auf, die hauptsächlich Bruchböden, Aueböden und organische Naßböden besitzt.

Da der verheidete Bruchboden nicht oft angetroffen wurde und die beobachteten Profile sehr ähnlich waren, so sei nur ein Profil aufgeführt:

2,3 km südwestlich des Hämelsees (Blatt Eystrup i. Hann.), unter Weide:

A_1+_2 25 cm mittelkörniger Sand, stark gebleicht, grauschwarz, humos, Klümpchen- und Einzelkornstruktur.

BG_1 25 cm mittelkörniger Sand als orterdeartige Bildung, starke senkrechte Streifung in schwarzbraunen und graubraunen Farbtönen, schwache Eisenhydroxydabsätze. Die orterdeartige Bildung ist vom Grundwasser stark beeinflußt.

G_2 50 cm Sand, mittelkörnig, knotenartige Vergleiungsstellen, gelbgrau, fahle und rostbraune Grundwasserflecken.

C schwach toniger grober Sand, fahlgrau.

Kapillares Grundwasser bei 0,6 m im Juli.

Es ist sehr gut vorstellbar, daß bei dem obigen Profil der Grundwasserstand zur Zeit der Bildung des orterdeartigen Horizontes tiefer gestanden hat, so daß die Podsolierung in der vorliegenden Art verlaufen konnte. Unter den augenblicklichen Grundwasserverhältnissen ist es schwer vorstellbar, daß diese Orterdebildung zustande kommen kann, denn ein kapillarer Grundwasserstand von 0,6 m im Juli 1934 war für die Trockenheit des Sommers sehr hoch. In weniger trockenen Jahren und in den übrigen Jahreszeiten ist der kapillare Grundwasserstand bestimmt höher. Daß in Norddeutschland der Grundwasserstand periodischen Schwankungen unterliegt, hat A. Thienemann (1932) bewiesen.

Wie beim Aueboden, so wird auch beim Bruchboden durch die Podsolierung der Bodenwert herabgesetzt, was durch einige Zahlen belegt sein soll. Der verheidete Bruchboden des obigen Profils bringt 30 bis 35 dz/ha Wiesenheu und besitzt eine Wertzahl von 26. Hätte dieselbe bodenartliche Schichtung als Bodentyp einen Bruchboden (ohne Verheidung), so wären 35 bis 40 dz/ha Wiesenheu zu erwarten, und die Bonität würde mit 30 anzusetzen sein.

IV. Die Typenwandlung von Heideboden zu Anmoor

Es gibt in Hannover sehr viele durch Grundwasser vernäßte Heideböden. Die Vernässung ist oft so groß, daß bei diesem Wassereinfluß niemals dieser Heideboden entstehen konnte. Es ist auch nicht so, als staute sich etwa das Niederschlagswasser auf einer dichten Ortsteinschicht. Dieser Fall ist möglich, kommt aber selten und nur auf kleineren Flächen vor. Die Vernässung kann nur durch einen Anstieg des Grundwassers erklärt werden. Diese Erklärung stimmt sehr gut mit den Ermittlungen von A. Thienemann

(1932) überein, nach denen der Grundwasserstand in Norddeutschland selbst in kurzen Zeitspannen erheblich schwankt. Thienemann fand die Ursache dieser Grundwasserschwankungen in einem periodischen Wechsel der Niederschlagsmenge. Die Erklärung der hier zu besprechenden Typenwandlung liegt somit sehr nahe. In Zeiten, wo das Grundwasser tiefer stand, bildete sich der Heideboden heraus, der später durch Grundwasseranstieg vernäßte und anmoorig wurde. Man wird diesen Wandlungstyp mit dem Ausdruck „anmooriger Heideboden" treffend bezeichnen.

Der anmoorige Heideboden wurde in Nordniedersachsen hauptsächlich im Talsandgebiet angetroffen. Er findet sich also in Begleitung von Böden, wie sie auf Abb. 8 und 10 dargestellt sind. Der Verfasser hat den anmoorigen Heideboden in den Talsandgebieten des Emslandes, des Münsterlandes und Oldenburgs, aber auch in tieferen Lagen der Moräne Niedersachsens angetroffen.

Profil eines anmoorigen Heidebodens; 1,7 km nordwestlich von Neuenkirchen (Blatt Holdorf in Oldenburg), unter Wiese:

A_1+_2	25 cm	anmooriger Sand, grauschwarz, schmierig, Sandkörner gebleicht, feucht.
G_1B_1	10 cm	weicher Humusortstein, naß.
G_2B_2	30 cm	mittelkörniger Sand, graurostbraun.
C		mittelkörniger Sand, fahlgrau.

Grundwasserstand bei 0,4 m im Oktober.

Die Stellen, wo der Heideboden bereits in Anmoor übergegangen ist, sind meist klein und auch nicht häufig. Dagegen findet man in Niedersachsen sehr viel Heideböden, die durch Grundwasseranstieg stark vernäßt sind, jedoch noch keinen Anmoorcharakter besitzen. Würde das Grundwasser Jahre hindurch denselben Stand behalten, so würden größere Flächen dieser vernäßten Heideböden in Anmoor übergehen. Da aber gemäß Thienemann der Grundwasserspiegel ständig schwankt, so werden beim Absinken des Grundwassers die meisten Stellen wieder trocken, und nur die tieferen Stellen bleiben feucht. Die Typenwandlung von Heideboden zu Anmoor kommt nur da zustande, wo sich in tieferen Lagen in einer Periode mit recht tiefem Grundwasserstand ein Heideboden gebildet hat, der dann vernäßt und trotz kleiner Grundwasserschwankungen immer oder wenigstens lange vernäßt bleibt. Dabei kann wohl das Grundwasser in der trockenen Jahreszeit so tief absinken, daß für wenige Monate die Anmoorbildung unterbunden wird.

Ein anmooriger Heideboden mit dem angegebenen Profil bringt 35—40 dz/ha Wiesenheu und ist in der Bonität mit 30 anzusetzen. Dieselbe bodenartliche Schichtung als Heideboden mit mittlerem Wassereinfluß ausgebildet, würde nur etwa 30 dz/ha Wiesenheu[9]) ergeben und mit 22 zu bewerten sein. Der Übergang des vernäßten Heidebodens in anmoorigen Heideboden bedeutet also eine Wertsteigerung.

---

[9]) Der Rohertrag ist in dz/ha Wiesenheu angegeben, um mit dem anmoorigen Heideboden eine Vergleichsbasis zu haben; denn der mittel vernäßte Heideboden wird besser als Acker genutzt.

V. Die Typenwandlung von Eschboden zu braunem Waldboden

1. Die Bildung des Eschbodens auf verschiedenen Bodentypen

Die Eschböden treten in Niedersachsen zur Hauptsache auf den Talsandflächen Südoldenburgs, des Emsgebietes und des Münsterlandes auf. Auf den Abbildungen 8 u. 10 ist ihr Auftreten mit anderen Bodentypen veranschaulicht.

Es soll kurz klargestellt werden, was die Bodenkunde unter einem Eschboden versteht. Es sind die Böden, die ihr Charakteristikum dem bodenbildenden Faktor „menschliche Arbeit" verdanken. Durch die dauernde Auftragung von Humusmaterial, in früheren Zeiten meist in Form von Heideplaggen, entwickelte sich ein mächtiger A-Horizont heraus. Heute wird in den Gebieten, wo die Eschböden auftreten, den Böden viel Humus zugeführt durch Gründüngung und Stalldung, die naturgemäß eine andere Wirkung besitzen als die Heideplaggen.

Es ist gewiß, daß die Bodenflächen, wo der Eschboden mit der Zeit durch die Kulturarbeit des Menschen entstand, damals einen Bodentyp besaßen, der unter den natürlichen Bedingungen entstanden war. Dieser Typ läßt sich in den meisten Fällen noch feststellen in der Ausbildung des Horizontes unter der Eschauflage. In Südoldenburg findet man die Eschböden oft auf flachen Kuppen und Rücken des Altdiluviums. Sie liegen hier oft auf Geschiebelehm, der ursprünglich einen braunen Waldboden vorgestellt hat. Das konnte Verfasser häufig feststellen auf den Blättern Essen i. O., Molbergen, Cloppenburg, Vestrup. Dann findet man die Eschböden vielfach auf feinen Sanden der Talbildungen, die ehemals rostfarbene Waldböden getragen haben, was in dem Horizont unter der Eschauflage zu erkennen ist. Der Grad der Bleichung dieses ehemaligen rostfarbenen Waldbodens ist meist nicht festzustellen, da der Bleichhorizont durch die Kulturarbeit mit der Eschauflage vermischt ist und der Bleichungsgrad aus der Intensität der Rostfärbung des B-Horizontes nicht mit Sicherheit geschlossen werden kann. Zum Teil handelt es sich auch um rostfarbene Waldböden, die vom Grundwasser beeinflußt sind, was noch an den Rostflecken des B(G)-Horizontes zu erkennen ist. Die Rostflecken zeigen sich bisweilen auch in der unteren Eschauflage. In tiefer gelegenem Gelände sind die Eschböden vielfach aus mineralischen Naßböden vom Typus des Auewaldbodens hervorgegangen, was man in Südoldenburg in der Gegend von Dinklage und Quakenbrück häufig findet. Unter der Eschauflage ist noch der G_1-Horizont des ursprünglichen Auebodens zu erkennen. Das Grundwasser hat auch hier die Eschauflage in seinen Einflußbereich gezogen; vielfach reichen die Grundwasserabsätze bis an die beackerte Bodenschicht. Die besprochenen Bildungen von Eschböden auf irgendeinem Bodentyp stellen auch Typenwandlungen dar.

2. Der Einfluß der Eschauflage auf den ursprünglichen Bodentyp

In dem Horizont unter der Eschauflage beobachtet man öfter eine Humifizierung, die vom oberen Horizont aus erfolgt ist. Das beobachtet man vornehmlich auf den Eschböden, die aus rostfarbenen Waldböden hervorgegangen sind. Die rostbraune Farbe des ursprünglichen B-Horizontes ist noch gut zu

erkennen, doch ist es keine grelle Rostfarbe mehr. Durch die erfolgte Humifizierung hat die Rostfarbe einen sepiabraunen Farbton angenommen. Die Humifizierung hat selten mehr als 30 cm des Horizontes erfaßt.

Profil eines Eschbodens mit Humuseinlagerung unter der Eschauflage, entstanden auf einem rostfarbenen Waldboden; 0,7 km nordöstlich von Martfeld (Blatt Hoya i. Hann.), unter Acker:

A	40 cm	mittelkörniger Sand, dunkel graubraun, fast grauschwarz, sehr stark humos, locker, Klümpchen- und Einzelkornstruktur.
B_1	25 cm	mittelkörniger Sand, rostbraun-sepiabraun, fein mit Humus durchsetzt.
B_2	40 cm	mittelkörniger Sand, schwach rostfarben.
C		mittelkörniger Sand, fahlgrau.

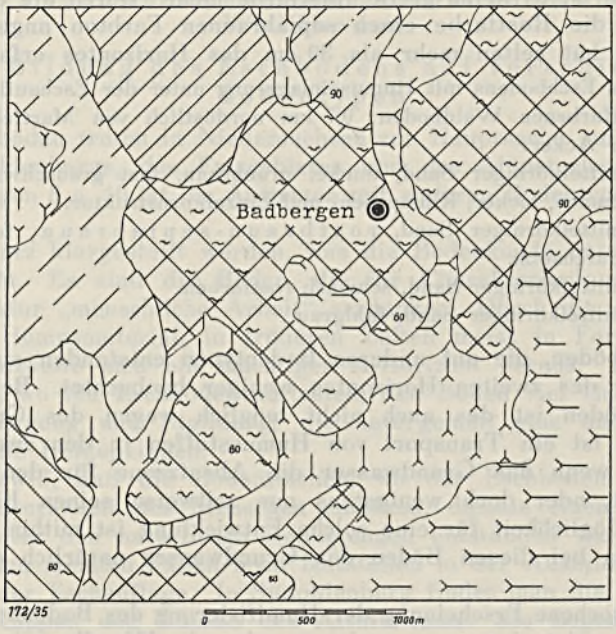
Bei Eschböden, die auf anderen Bodentypen entstanden sind, wurde die Humifizierung des zweiten Horizontes weniger beobachtet. Bei den mineralischen Naßböden ist das auch nicht möglich wegen des Grundwassereinflusses. Hier ist ein Transport von Humusstoffen in den zweiten Horizont nur möglich, wenn das Grundwasser die Absatzzone für den Humus nicht mehr erreicht, oder doch wenigstens nur zeitweise seinen Einfluß geltend macht. Die Möglichkeit für eine solche Entwicklung ist mithin ohne weiteres gegeben, wenn bei diesen Böden das Grundwasser natürlich oder künstlich gesenkt wird.

Die besprochene Erscheinung der Humifizierung des Bodenhorizontes unter der Eschauflage ist eine wenn auch nur schwache Wandlung in der Richtung des braunen Waldbodens; sie wird besonders dort beobachtet, wo die Eschauflage nicht zu dick ist und eine intensive Ackerkultur getrieben wird. Dabei wird viel milder Humus durch Grün- und Stalldung zugesetzt, und der Boden erfährt eine gründliche und sachgerechte Bearbeitung. Durch diese Umstände erfolgt die Humifizierung des zweiten Horizontes und eine allgemeine Besserung des Bodens. Es handelt sich also um eine beginnende Typenwandlung, die durch eine gute Ackerkultur bewirkt wurde. Eschböden mit dieser Entwicklung wurden nicht häufig beobachtet. Auf Blatt Hoya kommen sie in schöner Ausprägung vor. Auch im Emsland, Münsterland und Oldenburg wurde diese Bodenbildung stellenweise beobachtet.

Der Eschboden mit dem obigen Profil gibt einen Rohertrag von 16 bis 18 dz/ha Roggen und ist mit 26 zu bewerten. Derselbe Boden ohne die erwähnte Humuseinlagerung bringt etwa 14 bis 16 dz/ha Roggen und besitzt eine Wertzahl von 21. Es sei betont, daß der höhere Wert des ersten Eschbodens nicht allein auf der Humifizierungsschicht beruht, sondern auch auf anderen Bodenverbesserungen durch eine intensive Ackerkultur.

3. Die Bildung eines braunen Waldbodens in der Eschauflage

In der weiteren Umgebung von Quakenbrück und Badbergen (siehe Abb. 10) beobachtet man häufig Böden, die eine ebenso schöne sepiabraune Farbe aufweisen wie schwach gebleichte braune Waldböden. Gräbt man den Boden auf, so findet man, daß diese braune Schicht über einer typisch grauschwarzen Eschauflage liegt . Es sollen zwei Profile aufgeführt werden, die den Aufbau dieses Bodens klarstellen.



Brauner Waldboden, mäßig gebleicht.

100 cm lehmiger Sand / tonigem Feinsand

100 cm lehmiger Sand / feinem Sand

100 cm lehm. feiner Sand / feinem Sand } auf Eschboden entwickelt

Aueboden, schwach gebleicht.

100 cm toniger Feinsand / feinem Sand

100 cm toniger Sand / feinem Sand

Bruchboden, mäßig gebleicht.

100 cm toniger Sand / Sand

Sand

Eschboden, hervorgegangen aus rostfarb. Waldboden und in der Wandlung zum braunen Waldboden.

100 cm anlehmiger feiner Sand / feinem Sand

Eschboden, hervorgegangen aus rostfarbenem Waldboden.

50 cm anlehmiger feiner Sand / feinem Sand

172a/35

Die Zahlen auf der Karte geben die Mächtigkeit der Eschauflage an.

Abb. 10. Eschboden in der Entwicklung zum braunen Waldboden bei Badbergen (Blatt Quakenbrück i. Hann.).

1 km südwestlich von Badbergen (Blatt Quakenbrück i. Hann.), unter Acker:

A_1	30 cm	anlehmiger feiner Sand, dunkel sepiabraun, stark humos, gute Krümelung.
A_2B	15 cm	anlehmiger feiner Sand, sepiabraun, stark humos, viele kleine Poren (typischer Horizont des braunen Waldbodens).
A_3	45 cm	feiner Sand, grauschwarz bis braunschwarz, stark humos.
B	30 cm	feiner Sand, gelblich weiß.
C		feiner Sand, grauweiß.

3,7 km nordöstlich von Bersenbrück (Blatt Bersenbrück i. Hann.), unter Acker:

A_1	30 cm	anlehmiger feiner Sand, sepiabraun, stark humos, gute Krümelstruktur.
A_2B	35 cm	anlehmiger feiner Sand, sepiabraun, stark humos, große Polyederstruktur, sehr porös.
A_3	35 cm	feiner Sand, grauschwarz, stark humos.
B		feiner Sand, schwach rostfarbig.
C		feiner Sand, grauweiß.

Dieses Profil läßt ohne weiteres die typischen Merkmale eines braunen Waldbodens in den beiden oberen Horizonten erkennen. Wir haben es mit einer typischen Bodentypenwandlung von Eschboden zu braunem Waldboden zu tun. Der A_2B-Horizont ist verschieden mächtig. Bisweilen ist nur die Ackerkrume sepiabraun, und darunter folgt sofort der grauschwarze Esch. Es kommt jedoch auch häufig vor, daß der A_2B-Horizont 30 cm und mehr ausmacht. In einigen Fällen wurde beobachtet, daß bei einer Eschauflage von 90 cm der A_2B-Horizont fast die ganze Auflage ausmachte, und nur ein kleiner A_3-Horizont von etwa 15 bis 20 cm vorhanden war. Am Nordrand der Karte 5 tritt ein solcher Boden auf, der als brauner Waldboden bezeichnet ist und eine 90 cm mächtige sepiabraune Eschauflage besitzt. Diese Böden hat Verfasser bei der Übersichtskartierung schon zu den braunen Waldböden gestellt, um sie ihrem Wesen und Wert nach richtig einzuordnen. Vorläufig sei für diese Böden kein Name eingeführt, da sie nur kleine Flächen umfassen. Der Name braune Eschböden dürfte den Boden gut bezeichnen.

Der Übergang von A_2B zu A_3 ist bisweilen ganz kontinuierlich, so daß eine Übergangszone die beiden Horizonte verbindet. Solche Profile legen die Vermutung nahe, daß die Entwicklung zum braunen Waldboden sich später in der Eschauflage vollzogen hat. Dagegen trifft man auch häufig Bodenprofile, wobei A_2B und A_3 mehr oder weniger scharf gegeneinander absetzen. Dieser Übergang von A_2B zu A_3 deutet dagegen darauf hin, daß eine Zeitlang die ehemals übliche Heideplaggenwirtschaft getrieben wurde, und daß man später den Böden anderes Material zuführte.

In der Nähe des Gebietes, wo dieser Wandlungstyp auftritt, gibt es braune Waldböden auf lehmigen Sanden (siehe Abb. 10). Während man ursprünglich nur mit Sand, Heideplaggen und Stalldung gedüngt hat, wurde später neben Feinsand und Stalldung auch lehmiges Material von den in der Nähe liegenden braunen Waldböden auf die Äcker gebracht. Die Böden zeigen auch alle einen gewissen Gehalt an feinen Bestandteilen, jedoch nur die A_1- und A_2B-Horizonte. Der grauschwarze A_3-Horizont läßt keine feinen Bestandteile erkennen. Es ist durchaus möglich, daß auch neben der Zu-

führung von lehmigem Material noch etwas Heideplaggen mit dem Stalldung aufgefahren worden sind, daß jedoch der saure Humus der Heideplaggen durch die starke Zufuhr von edlem Humus gleichsam kompensiert wurde. Der stark humose, schwach lehmige Feinsand der braunen Eschböden ist ein lockerer, gut durchlüfteter Boden mit sehr guter Struktur und somit auch biologisch ein sehr tätiger Boden, so daß die Möglichkeit einer Veredlung des Bodens durchaus gegeben ist. Ferner konnte gerade in diesem Gebiet, wo dieser Wandlungstyp auftritt, beobachtet werden, daß hier eine sehr intensive Gründüngung gepflegt wird. Es ist erstaunlich, welche Masse die Gründüngungspflanzen hier liefern. Dadurch wird der Boden noch ständig verbessert und die Wandlung zum braunen Waldboden weitergetrieben. Bei den Profilen, die einen allmählichen Übergang von A_2B zu A_3 zeigen, ist anzunehmen, daß eine Humifizierung mit mildem Humus im oberen A_3-Horizont statthat, wodurch die grauschwarze Farbe ins Braune getönt wird. Der milde Humus wandert von A_2B aus in die obere Partie von A_3.

Der Wandlungstyp von Eschboden zu braunem Waldboden ist bedeutend fruchtbarer als der gewöhnliche Eschboden. Während der Eschboden gerne zu locker wird und daher zum Auffrieren neigt, ferner schwer benetzbar ist und schnell austrocknet, sind bei dem Wandlungstyp diese physikalischen Eigenschaften entschieden besser. Das ist nicht allein auf die geringen lehmigen Bestandteile des Wandlungstyps zurückzuführen, sondern zum großen Teil auch auf den gesamten Bodenzustand, der durch die Wandlungsrichtung zum braunen Waldboden gegeben ist. Vor allem sei hier an die biologische Tätigkeit des Bodens gedacht.

Ehe man eine sachgemäße Düngung des Eschbodens mit künstlichen Düngemittel kannte, waren die Erträge von Roggen durchschnittlich 10 bis 12 dz/ha (Geilmann 1923). Die künstliche Düngung hat die Erträge zwar erheblich gesteigert, doch können die Eschböden auch trotz bester Pflege die Erträge des Wandlungstyps von Eschboden zu braunem Waldboden nie erreichen. Der sogenannte braune Eschboden mit dem zuerst angegebenen Profil (1 km südwestlich von Badbergen) bringt einen Rohertrag von 19 dz/ha Roggen und wird mit 33 bewertet. Dieselbe bodenartliche Schichtung als einfacher Eschboden ausgebildet würde bei guter Ackerkultur 17 dz/ha Roggen abgeben und mit der Wertzahl 27 anzusetzen sein. Der Typenunterschied wird also mit 6 Wertpunkten angenommen.

E. Die wissenschaftliche und praktische Bedeutung der Bodentypenwandlung

I. Die wissenschaftliche Bedeutung

Wenn der Wandlungsgang eines Bodentyps durch viele und vergleichende Beobachtungen festgelegt ist, so ist damit gleichzeitig der Wechsel der im Laufe der Zeit einwirkenden Bodenbildungsfaktoren ermittelt. Beispielsweise für die Wandlungsreihe brauner Waldboden — nasser Waldboden — verheideter nasser Waldboden läßt sich für jeden Typ die Konstellation der Bodenbildungsfaktoren aufstellen, und darüber hinaus kann die Ursache für die Typenwandlung erkannt werden. Durch diese Art der Bodenbetrachtung wird es uns möglich, die oft komplizierten Profilausbildungen zu deuten. Die Typenwandlung gewinnt um so mehr Bedeutung, je mehr Faktoren an der

Bodenbildung beteiligt sind, weil dadurch die Profilausbildung problemreicher wird. Denken wir uns nun, daß sich bei einem kompliziert aufgebauten Boden die Faktoren umgruppieren und den Boden in einen anderen Bildungsgang führen. Wenn in solchen Fällen die Kenntnisse der Bodentypenwandlung versagen, so ist eine Deutung des Bodenprofils unmöglich.

Böden, bei denen die Bodenbildungsfaktoren über lange Zeiträume konstant geblieben sind, treffen wir selten an. Alle Böden unterliegen einer Wandlung, die man für ein bestimmtes Gebiet schnell ermitteln kann. Es ist lange bekannt, daß die braunen Waldböden alle Grade der Podsolierung durchlaufen, zum rostfarbenen übergehen und sich schließlich zu Heideböden entwickeln können. Der nasse Waldboden ist auch öfter in diese Wandlungsreihe eingeschaltet. Dieser allgemeine Weg wird jedoch oft durchbrochen, wenn Faktoren einer anderen Bildungstendenz einwirken. In diesen Fällen bereitet die Profildeutung oft erhebliche Schwierigkeiten.

Auch im Gebirge muß die Bodentypenwandlung besondere Bedeutung gewinnen. Die Gebirgsböden zeigen zum Teil einen starken Wechsel, was in erster Linie auf die Eigenart der verschiedenen Gesteine zurückzuführen ist. Dazu kommt, daß durch den starken Einfluß des Reliefs und die damit verbundenen Folgeerscheinungen die Profilausbildung gestört wird. Wenn dazu noch durch Änderungen der Konstellation der übrigen Bodenbildungsfaktoren Typenwandlungen eintreten, so wird die genetische Deutung schwer. Daher ist ein genaues Studium der Bodentypenwandlung ein unentbehrlicher Zweig der wissenschaftlichen Bodenkunde.

Wir wollen noch sehen, wie weit die Bodentypenwandlung anderen Zweigen der Wissenschaft etwas sagen kann. Da das Bodenprofil meist erkennen läßt, ob ehemals ein anderer Typ vorhanden war und welche Wandlung der Boden erfahren hat, also die Genesis vom Gestein bis zum heutigen Boden am Profil abgeleitet werden kann, so kann man auch die Faktoren ermitteln, die diesen Wandlungsgang bewirkten. So lassen sich — wenn auch nur in großen Zügen — Rückschlüsse ziehen auf das ehemalige Klima, besonders auf die Niederschlagsmenge. Ferner können wir bei den Grundwasserböden nachweisen, wie der Grundwasserstand in früherer Zeit gewesen sein muß. Das sind Fragen, welche für die Meteorologie von Interesse sind. Mit Hilfe der Erkenntnis der Typenwandlung wurde ermittelt (Tüxen), daß große Heideflächen Nordwestdeutschlands einst einen Eichen-Birken-Wald getragen haben, was für die Pflanzengeographie eine wichtige Feststellung ist. Ferner kann die Bodentypenwandlung der Geologie gute Dienste leisten. Beispielsweise wurde in dieser Arbeit auf die Unterschiede der bodentyplichen Entwicklung auf der Alt- und Jungmoräne hingewiesen. Auch für die Prähistoriker muß dieser Wissenszweig in gewissen Fällen Fingerzeige geben können.

II. Die praktische Bedeutung

Durch die genaue Zerlegung des Bodens in seine Wandlungsphasen und durch Abwägen der Einflüsse der Außenwelt auf den Boden ist der Bodenkundler in der Lage, den Boden seinem Werte nach richtig einzustufen. Erst nach genauer Kenntnis der Prozesse, die sich im Boden abgespielt haben, kann der Boden wertmäßig als Pflanzenstandort eingestuft werden. Ein einfaches praktisches Beispiel möge das Gesagte erläutern: Ein nasser

Waldboden steht in seinem Werte entschieden höher als ein verheideter nasser Waldboden, auch dann, wenn letzterer keinen Ortstein besitzt. Wenn durch die Verheidung der A-Horizont nur gebleicht ist, muß dieses in der Bewertung Berücksichtigung finden, da eine weitere Verarmung von natürlichen Nährstoffen eingetreten ist.

Dasselbe gilt, wenn der Bodenkundler Vorschläge für die Praxis machen soll. Das kann er erst, wenn er weiß, welche Vorgänge sich im Boden abgespielt haben. Bleiben wir bei dem erwähnten einfachen Beispiel: Bei dem verheideten nassen Waldboden wird man eine öftere Kalkung bzw. Mergelung vorschlagen müssen als beim nassen Waldboden. Letzterer wird ferner nicht so viel an Düngemitteln erfordern als der verheidete nasse Waldboden, da dieser durch die Podsolierung einen größeren Nährstoffverlust erfahren hat, der künstlich wettgemacht werden muß. Solche praktischen Schlußfolgerungen lassen sich bei allen Bodentypenwandlungen ziehen. Es erhellt daraus ohne weiteres, welche praktische Bedeutung in der Erkennung von Typenwandlungen zu suchen ist.

F. Zusammenfassung

Eine Bodentypenwandlung kommt dadurch zustande, daß die Außenkräfte (Faktoren der Bodenbildung), die auf den Boden einwirken, sich ändern. Auch kann allein die Einwirkungsdauer derselben Außenkräfte eine Wandlung einleiten.

So erlitten die Schwarzerden der wahrscheinlich früher größeren deutschen Schwarzerdegebiete, die ehemals ein trockeneres Klima besaßen, durch die vermutete Zunahme der Niederschlagsmenge und die damit in das Schwarzerdegebiet vorrückende Waldvegetation zum größten Teil eine Degradierung, welche die Schwarzerden bis zum braunen Waldboden wandeln kann.

Auf dem Geschiebemergel Norddeutschlands entstehen zunächst nicht voll ausgebildete braune Waldböden, die charakterisiert sind durch Aufschluß der primären Silikate und Aufbau von Sorptionskomplexen. Das zeigt sich bodenmorphologisch vor allem in der schwachen Profilausbildung. Ist der klimatisch höchstmögliche Sorptionskomplexaufbau erreicht, so können wir von einem braunen Waldboden sprechen, der meist noch kalkhaltig ist bis in den A-Horizont. Der B-Horizont besitzt eine warmbraune Farbe und eine gute Struktur und ist porös. Durch Klima und Vegetation tritt eine Podsolierung des braunen Waldbodens ein, wobei die Sorptionskomplexe wieder zerfallen. So entstehen die gebleichten braunen Waldböden und bei fortschreitender Podsolierung rostfarbene Waldböden (hervorgegangen aus gebleichten braunen Waldböden). Die Bleichung zeigt sich in einer Versandung der oberen Horizonte, einer graugelben Färbung des B_1-Horizontes und oft in einem bleigrauen A_2-Horizont. Wenn im Laufe des Bleichungsprozesses im braunen Waldboden infolge der Einwaschung in den B-Horizont eine Verdichtung des Untergrundes erfolgt, so staut sich auf dieser Verdichtungsschicht das Bodenwasser und es kommt zur Bildung eines nassen Waldbodens. Ist der Geschiebemergel bindig, so kann auch schon vor oder bei einer geringeren Podsolierung die Wandlung von einem der braunen Waldböden zum nassen erfolgen. Siedelt sich auf einem nassen Waldboden Heide an, so bildet sich Orterde oder Ortstein. Das Bodenprofil wird morphologisch wie wertmäßig stark verändert, so daß wir diesen verheideten nassen

Waldboden als selbständigen Bodentyp ansehen müssen. In Niedersachsen wurden solche Bodenprofile genau studiert. Bei Entwässerung und intensiver Ackerkultur regenerieren die nassen Waldböden nach den braunen hin.

Die Einteilung der Bodentypen nach Stremme (1930 a) trennt die rostfarbenen Waldböden von den braunen, da die rostfarbenen nicht allein in ihrem morphologischen Habitus von den braunen zu unterscheiden sind, sondern auch in gewissem Grade in dem Ablauf des Bodenbildungsprozesses einen Unterschied aufweisen. Zudem ist dieser Typ (rostfarbener Waldboden) nur auf Sand und sandigen Bodenarten zu finden. Da der rostfarbene Waldboden nach der rostigen Farbe des B-Horizontes benannt ist, der eine Begleiterscheinung der Podsolierung ist, so können wir folgerichtig nicht von n i c h t gebleichtem rostfarbenem Waldboden sprechen. Diese Begründung wird durch die Art des Ablaufs des Bodenbildungsprozesses erhärtet. Unter denselben Ursachen wie beim braunen Waldboden kann der rostfarbene alle Stadien der Bleichung durchlaufen und unter Heidevegetation zum Heideboden wandeln. Das Heideprofil wird unter Grasvegetation oft rückgebildet.

Auf Flußablagerungen und anderen Geländepartien mit nahem Grundwasser bilden sich Bruchböden, die durch das Grundwasser verschieden stark gebleicht werden können. (Das Grundwasser darf jedoch nicht so hoch stehen, daß organische Naßböden gebildet werden.) Sinkt das Grundwasser durch einen natürlichen oder künstlichen Umstand, so erfolgt eine Veredlung des Bodens, es erfolgt die Wandlung zum braunen oder schwarzbraunen Aueboden. Bei weiterem Absenken des Grundwassers können bei diesem Boden dieselben Bodenbildungsprozesse einsetzen wie bei den Waldböden. Die bindigeren Bodenarten wandeln zu den braunen Waldböden und die sandigeren Bodenarten vorzugsweise zu den rostfarbenen. Mit der Zeit erhalten diese Böden einen gut ausgebildeten braunen bzw. rostfarbenen B-Horizont. Bisweilen nimmt der entwässerte Grundwasserboden auch Steppenbodencharakter an, was beispielsweise im Weichseldelta häufig vorkommt. Die Typenwandlung von Grundwasserböden zum braunen und rostfarbenen Waldboden wurde in der Elb-, Weser- und Allerniederung näher untersucht und die damit verbundenen Wertunterschiede ermittelt. Ebenso wurden in Niedersachsen Typenwandlungen von Bruch- und Aueböden zu Heideböden beobachtet.

Die Marschböden, die noch alle Zeichen eines reinen Grundwasserbodens besitzen, gliedert man am besten nach ihrem Alter, weil damit die Hauptbodenbildungsprozesse konform gehen. Bei den alten Marschen müssen die verknickten Böden besonders behandelt werden. Wird das Grundwasser in den Marschen abgesenkt, so gehen die Marschböden ebenso wie die Aueböden die Wandlungsrichtung zum braunen Waldboden, oder zu einem Marschboden mit Steppenbodencharakter. Die jungen Marschen gehen diese Wandlung schneller ein als die alten. Die verknickten Marschen zeigten nie eine solche Entwicklung. Hierbei scheint der Knick hemmend zu wirken. Durch die erwähnten Wandlungen erfahren die Marschböden einen erhöhten Wert.

In Niedersachsen wurde ferner die Wandlung vom Heideboden zum Anmoor beobachtet. Hierbei muß in einer Zeit niedrigeren Grundwasserstandes das Heideprofil gebildet worden sein.

Bei Quakenbrück i. Hann. wurden Eschböden beobachtet, bei denen in der Eschauflage eine Wandlung zum braunen Waldboden erfolgte. Eine Humifizierung des Horizontes unter Eschauflage wurde an verschiedenen Stellen beobachtet, was auch eine Wandlung andeutet.

Die Erkenntnis der Bodentypenwandlung ist für die Bodenkunde sehr wichtig, da man mit dieser Betrachtungsweise in der Lage ist, die oft schwierigen Profile genetisch zu deuten. Da ferner mit der Deutung der Bodengenesis und den damit verbundenen Typenwandlungen die Außenkräfte ermittelt sind, die ehemals auf den Boden eingewirkt haben, so gewinnt dieser Zweig der Bodenkunde ein gewisses Jnteresse für andere Wissensgebiete, beispielsweise für die Pflanzengeographie und Meteorologie. Wenn man festgestellt hat, welchen Einflüssen der Boden im Laufe der Zeit ausgesetzt war, so gibt das für die praktische Beurteilung des Bodens sehr wesentliche Anhaltspunkte.

Schrifttum

Beijerinck, W.: Humusortstein und Bleichsand als Bildungen entgegengesetzter Klimate. Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam, **37**, 2, S. 93—98. Amsterdam 1934.

Brüning, K.: Niedersachsen Atlas. Herausg. vom Oberpräsidenten der Provinz Hannover. — Oldenburg 1934.

Bülow, K. v.: Zur Geologie des Ortsteins. — Geol. Rundschau, **25**, H. 4, S. 247—255. 1934.

Geilmann, W.: Der Eschboden und seine Düngebedürftigkeit. — Arbeiten aus d. landw. Versuchsfeld d. Univ. Göttingen. Journal für Landwirtschaft, **71**, Berlin 1923.

Hollstein, W.: Bodentypus und Waldtypus auf Küstendünen. — Forstwiss. Centralbl., **53**, S. 277—308. Berlin 1931.

Hoyningen-Huene, P. F. v.: Die Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands. — Jb. d. preuß. geol. L.-A., **51**. Berlin 1930.

— : Übersichtskartierung im Gebiet der Meßtischblätter Kempen, Krefeld, Viersen, Willich nebst Randgebieten. — „Briefe" des Landesplanungsverbandes Düsseldorf, Nr. 21. Düsseldorf 1931.

— : Bodenkarte des Reg.-Bez. Köslin, Pommern u. d. nördl. Grenzmark, 1932/33. — Die Karte ist nicht veröffentlicht.

— : Bodenkarte der Gemeinde Bliesheim (Rhld.), 1931. — Die Karte ist nicht veröffentlicht.

Krauss, G. & Härtel, F.: Bodenarten und Bodentypen in Sachsen. — Tharandter Forstl., Jb. **81**, 1930.

Laatsch, W.: Die Bodentypen um Halle (Saale) u. ihre postdiluviale Entwicklung. — Dis. Halle 1934.

Mückenhausen, E.: Die Böden der weiteren Umgebung von Landsberg/Warthe u. spezielle Untersuchungen an Grundwasserböden. — Landw. Jahrbücher, **79**, H. 2, S. 283. Berlin 1934.

Ostendorff, E.: Die Grundwasserböden des Weichseldeltas. — Bilder aus Danzigs Landwirtschaft, Nr. 4. Danzig 1930.

Pallmann, H.: Die Bodentypen der Schweiz. — Mitt. a. d. Gebiet d. Lebensmitteluntersuchung u. Hygiene, **24**, 1934.

Preuß. Geol. Landesanstalt: Geol. Karten 1:25 000, Lief. 106, 130, 151, 319, sowie die noch nicht veröffentlichten Blätter Dorum, Wesermünde—Bremerhaven, Mulsum, Bevern.

— : Bodenkundliche Feldblätter 1:25 000 für eine Karte 1:100 000 von Nordniedersachsen.

Ramenn, E.: Bodenkunde, 2. Aufl., Berlin 1905.

Reichsamt für Landesaufnahme: Meßtischblätter 1:25 000 von Nordniedersachsen.

Reining, E.: Das südliche hannoversche Emsland. Herausg. Wirtschaftswissenschaftliche Gesellschaft zum Studium Niedersachsens E. V. — Bad Pyrmont 1931.

Scharf, W.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Land Wursten. — Berlin 1931.

Schlacht, K.: Bodenstruktur u. Sohlenbildung mit Kartierungsbeispielen aus der Vorderpfalz. — Z. f. Pflanzenernähr. D. u. B. Teil A, **27**, Heft 5/6, S. 303 bis 385. Berlin 1933.

Sellke, M.: Die Böden Südniedersachsens. — Braunschweig 1935.

Stebutt, A.: Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. — Berlin 1930.

Stremme, H.: Grundzüge der praktischen Bodenkunde. — Berlin 1926.

— : Böden der kühlen gemäßigten Region. — Blanck, E.: Handb. d. Bodenl., **3**. Berlin 1930. — [1930 a].

— : Degradierte Böden. — Blanck, E.: Handbuch d. Bodenl., **3**. Berlin 1930. — [1930 b].

— : Die Böden Deutschlands. — Blanck, E.: Handb. d. Bodenl., **5**. Berlin 1930. — [1930 c].

— : Die Bodenkartierung. —Blanck, E.: Handb. d. Bodenl., **10**. Berlin 1932.

— : Vortrag anläßlich der Sitzung des Land- und Forstwirtschaftlichen Ausschusses beim Landesplanungsverband am 14. April 1931. — „Briefe" des Landesplanungsverbandes Düsseldorf, Nr. 21. Düsseldorf 1931.

— : Die Unterteilung der Weltgruppen mit besonderer Berücksichtigung der podsolierten Böden. — Manuskr. 1935.

Tacke, Br.: Die Humusböden der gemäßigten Breiten. — Blanck, E.: Handb. d. Bodenl., **4**. Berlin 1930.

Tamm, O.: Der braune Waldboden in Schweden. — Proceedings and Papers usw. V. Commiss. Moskau 1932.

Taschenmacher, W.: Entwicklung der bodenkundlichen Gutskartierung und die Möglichkeiten ihrer praktischen Leistung. — Diss. Danzig 1928.

— : Bodentypenkarte 1:500 000 von Ostpreußen, 1933. — Die Karte ist nicht veröffentlicht und befindet sich im Ostpreußen-Institut in Königsberg.

Thienemann, A.: Schwankungen des Grundwasserstandes in Norddeutschland während der letzten Jahrzehnte, ihre Ursachen und ihre limnologische, geologische und wirtschaftliche Bedeutung. — Archiv f. Hydrobiologie, **24**. Stuttgart 1932.

Tietze, O.: Zur Geologie des mittleren Emsgebietes; vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. — Jb. d. preuß. geol. L.-A., **33**, Teil II, H. 1. Berlin 1913.

Tüxen, R.: Über einige nordwestdeutsche Waldassoziationen von regionaler Verbreitung. — Jb. d. Geograph. Ges. zu Hannover. Hannover 1930.

— : Wald- und Bodenentwicklung in Nordwestdeutschland. — Bericht über d. 37. Wanderversammlung d. Nordwestd. Forstvereins. Hannover 1932.

Utescher, K.: Die Abhängigkeit der Bodenfarbe vom Eisen- und Humusgehalt. — Z. f. Pflanzenernähr. D. u. B. Teil A, 26, H. 5/6. Berlin 1932.

Wilckens, O.: Geologische Heimatkunde von Bremen. — Berlin 1922.

Wolff, W., Bülow, K. v., Görz, G.: Neue bodenkundliche Gesichtspunkte bei der preuß. geol. Landesanstalt. — Jb. d. preuß. geol. L.-A., 54. Berlin 1933.

Urschrift eingegangen am 29. November 1935.
Druckauftrag erteilt am 9. März 1936.

Einheitliche Benennung der Sedimentgesteine

Nach den Vorschlägen des hierfür eingesetzten Ausschusses der Pr. Geologischen Landesanstalt

Von Georg Fischer und Hans Udluft

Im Anschluß an eine Aussprache über eine bessere Darstellungsmöglichkeit der petrographischen Eigenschaften der Sedimentgesteine in den geologischen Karten wurde ein Ausschuß eingesetzt zur Klärung dieser Fragen und Ausarbeitung entsprechender Vorschläge. Diesem Ausschuß gehörten an die Herren: G. Berg, O. Burre, G. Fischer, W. Haack, H. Hellmers, R. Köhler, H. Udluft und W. Wunstorf. Als Ergebnis der Verhandlungen hat dieser Ausschuß der Leitung und den Mitarbeitern der Geologischen Landesanstalt am 13. 4. 34 einen Entwurf über die einheitliche Benennung der Sedimentgesteine vorgelegt. In der Zwischenzeit wurde in Zusammenarbeit mit den stratigraphisch arbeitenden Herren an der Geologischen Landesanstalt die Möglichkeit von Mißverständnissen durch einheitliche Richtlinien auch nach dieser Richtung hin beseitigt. So wird dieser Entwurf hiermit veröffentlicht.

Die Unzulänglichkeit der bisher üblichen unsystematischen Gesteinsbezeichnungen ist u. a. von G. Fischer und H. Udluft gezeigt worden. (F. 1931, 1933, U. 1931). Im Folgenden wird nun eine systematische Gliederung und Benennung der Sedimentgesteine durchgeführt. Diese stützt sich auf die Kennzeichnung mehrerer Reihen von Eigenschaften, die allen Gesteinen zukommen und tatsächlich meßbar sind.

In dieser Form ist es möglich, das in der Natur Beobachtete so in der Karte einzutragen, daß sie jedem Leser die wichtigsten petrographischen Eigenschaften der Gesteine vermittelt. Darüber hinaus sollen und werden die neuen Normen gestatten, Gesteine als Werkstoff zu bezeichnen, unabhängig von stratigraphischen und örtlichen Namen. Dies ist besonders bei rechtlichen Fragen oft notwendig. Auch die Zahl wissenschaftlicher Streitigkeiten auf sedimentgeologischem Gebiet wird wahrscheinlich durch Benutzung der neuen Bezeichnungsweise verringert werden, da in vielen Fällen bisher die Unstimmigkeiten auf verschiedene Anwendung derselben Bezeichnung zurückgehen.
Es hat bisher immer wieder zu Schwierigkeiten vor allem im Verkehr mit Nichtfachgenossen geführt, daß dasselbe Wort, z. B. „Kreide“ in den einzelnen Teilsparten der Geologie für gänzlich verschiedene Dinge benutzt wird; einmal zur Kennzeichnung eines Altersverhältnisses und andermal zur Bezeichnung einer Gesteinsart. Durch die systematische Gesteinsbezeichnung ist es möglich, die Verschiedenartigkeit dieser Begriffe klar zu erläutern.

Um dieses Ziel zu erreichen, durfte den bestehenden Begriffsfassungen der Gesteinsnamen nicht noch eine neue hinzugefügt werden; denn dadurch wäre das Durcheinander nur vermehrt worden. Es mußte vielmehr ein grundsätzlich anderer Weg beschritten werden. Während bisher ein Gesteinsname die gesamte Summe der Eigenschaften eines Materials in sich enthalten sollte, (wobei aber diese Eigenschaften nicht genannt wurden) werden jetzt diese Begriffe aufgespalten und in solche einfache Teile zerlegt, die in allen Fällen gleichartig und meßbar sind.

Die Gesteinsbezeichnung wird aus den wichtigsten einheitlichen Teilbegriffen zusammengesetzt. Maßgebend ist dabei die Tatsache, daß jedes Gestein die Summe seiner Gefügekörner ist. Die Eigenschaften dieser Gefügekörner spiegeln sich also auch in den Eigenschaften des Gesteins wieder. Als wichtigste, unabhängig veränderliche Größen stellen wir an ihnen folgende Eigenschaften fest: 1. den Stoff, 2. die Korngröße, 3. die Kornanordnung, 4. die Kornbindung. Für jede dieser Eigenschaften bilden wir eine Begriffsreihe, deren Einzelbegriffe jeweils lückenlos aneinanderschließen und sich nirgends überschneiden. So ist es möglich, diese wichtigsten Eigenschaften in gesetzmäßiger Weise auszudrücken und durch die mannigfaltigen Verknüpfungsmöglichkeiten der Vielfalt der Natur in höherem Grad als bisher gerecht zu werden.

Grundsätzliches zur Wahl der Bezeichnungen

Es wäre sicher leichter gewesen, eine einheitliche Benennung der Sedimentgesteine auf einem System griechischer oder lateinischer Worte aufzubauen. Die Notwendigkeit, die Bezeichnungen auch einem weiteren Kreis von Menschen verständlich zu machen, die diese Sprachen nicht beherrschen, zwingt jedoch dazu, auf solche Wortstämme zu verzichten und nach geeigneten Ausdrücken aus dem deutschen Sprachgut zu suchen. Unterstützt wird dieses Bestreben dadurch, daß schon eine Reihe treffender deutscher Bezeichnungen vorhanden sind, die gesichtet und zu einem klaren Bau geordnet werden können.

Für die notwendigen Abstufungen der einzelnen Begriffsreihen haben wir Worte aus den verschiedenen deutschen Mundarten herangezogen und sind dabei in liebenswürdiger Weise durch Herrn Geheimrat Schröder, den Herausgeber des Grimmschen Wörterbuches beraten worden. Wir sind bestrebt, jede Eigenschaftsreihe durch gleichklingende und möglichst kurze Worte auszudrücken. In einigen wenigen Fällen haben wir stammverwandte Worte aus germanischem Sprachgut entlehnt und für unsere Zwecke etwas umgeformt, um mit bereits üblichen geologischen Bezeichnungen nicht in Gegensatz zu kommen.

Die neuen Vorschläge

A. Allgemeine Grundsätze

A I Gegenstand der Benennung

A I a Die neue Bezeichnungsweise soll für alle Sedimentgesteine gelten (soweit sie nicht metamorph sind).

A I b Maßgebend für die Namengebung ist das Gestein im geologischen Verband in seiner heutigen Beschaffenheit.

A II Benennung des Gegenstandes

A II a Allgemeine Grundlagen:

A II a 1 Die Namengebung erfolgt nach Eigenschaften, die mit physikalischen, chemischen oder petrographischen Verfahren eindeutig und möglichst zahlenmäßig erfaßbar sind.

A II a 2 Eigenschaften, die die Grundlage für die Namengebung bilden, sind

die stoffliche Zusammensetzung (z. B. „Kalk"-)
die Körnung (z. B. „Schluff"-)
die Absonderung der Gesteine bzw. „Tracht" (z. B. „Schiefer")

Außerdem können herangezogen werden:

die Raumerfüllung (z. B. Angaben über Poren)
die Farben

A II a 3 Für diese Eigenschaften sind gemäß der vorhandenen grundsätzlichen Unterschiede und zahlenmäßigen Abstufungen Reihen von Bezeichnungen erforderlich.

A II b Besondere Regeln.

A II b 1 Die Gesteinsbezeichnungen sind zusammengesetzte Wörter, deren Teile Bezeichnungen von Eigenschaften sind.

Um eine klare und sichere Verständigung zu erlangen, ist es unerläßlich, einige Regeln für den formalen Aufbau der Bezeichnungen aufzustellen. Es ist dabei zwischen bindenden und freistellenden Regelungen („Muß- und Kann-Vorschriften") zu unterscheiden, die den Gebrauch der Eigenschaftsbezeichnungen im Hauptwort verlangen oder auch eine Abwandlung zum Eigenschaftswort zulassen.

Als Vorteil der neuen Bezeichnungsweise ist zu erwähnen, daß sie sich zwanglos an den Stand der wirklichen Kenntnis eines Gesteins anpaßt:

A II b 2 Je eingehender die einzelnen Eigenschaften durch Messung oder Analyse ermittelt sind, um so genauer und vollständiger müssen die Bezeichnungen aufgestellt werden. (Ist z. B. die Körnung gemessen, dann wird die „Kornstufenbezeichnung" gebraucht werden, während bei ungenauerer Kenntnis der Korngesellschaft die Bezeichnung nach der Oberstufe gewählt werden kann.)

A II b 3 Feste Gesteine werden dadurch von lockeren Massen unterschieden, daß sie einen Trachtbegriff oder die Silbe „Stein" als letzten Wortteil des Hauptwortes führen.

A II b 4 Ein Gesteins-„Stoff"-Begriff muß stets im Hauptwort stehen. Dagegen wird der Stoff eines Bindemittels als Eigenschaftswort vorgesetzt (z. B. kalkiger Quarzsiltstein).

A II b 5 Die Korngrößenbezeichnung muß im Hauptwort stehen, wenn das Gestein als klastisch angesprochen werden muß (z. B. kalkiger Quarzsiltstein und Tonschluff). Sie darf in anderen Fällen auch als Eigenschaftswort gegeben werden (z. B. schluffkörniger Kalkstein).

A II b 6 Angaben über Raumfüllung, Farbe usw. werden durch Eigenschaftswörter gemacht (z. B. blasig, blaugrau).

A II b 7 Bei der Zusammensetzung eines Hauptwortes ist die Reihenfolge der Wortteile: „Stoff", „Korngröße", „Tracht" (z. B. Quarzsandstein). Die Reihenfolge der Eigenschaftswörter ist: „Farbe", „Raumerfüllung", „Bindemittel" (Korngröße).

A II b 8 Für die feldgeologische Beschreibung kann von der Zusammenfügung: Stoff + Korngröße + Tracht insofern abgewichen werden, als zur Heraushebung der wichtigsten Eigenschaften jeweils nur der Stoff- oder Korngrößenbegriff mit dem Trachtbegriff oder „-stein" verbunden werden (z. B. Tonschiefer, Sandstein).

B. Die Eigenschaftsreihen

B I „Stoff": die Stoffbegriffe und Gefügeeinheiten

Als „Stoff" bezeichnen wir hier alle unterscheidbaren Mineralien und die ihnen im Gefüge gleichzustellenden Mineralgemenge und Organismenreste innerhalb eines Gesteins. Der Stoffbegriff ist also mineralogisch-petrographisch und nicht chemisch gefaßt. Er kennzeichnet die Gefügeeinheiten.

B I a Die Stoffbegriffe.

B I a 1 Einfache Stoffe.

Im folgenden sind beispielsweise einige der wichtigsten Stoffe genannt und die vom Ausschuß getroffenen Neufestsetzungen ausgeführt:

Kalk

Dolomit

Quarz (Reststoff): In Gesteinen, die neben Quarzen andere aus Quarz (oder Kiesel) bestehende klastische Gemengteile führen, werden diese unter „Quarz" mitverstanden (z. B. Lyditgeröllchen).

Kiesel: bezeichnet alle SiO_2-Gemengteile, die nicht Quarz sind oder deren mineralische Ausbildung als Quarz nicht sicher erkennbar ist.

Ton (Reststoff): Unter diesen Begriff werden mit eingerechnet sowohl die Tonmineralien als auch andere beigemengte Teilchen gleicher Größe.

Meng ist eine zusammenfassende Bezeichnung für mechanisch oder chemisch leicht zerstörbare klastische Gemengteile.

Torf und Kohle.

Der Gebrauch der Stoffbegriffe in der Form von Eigenschaftswörtern wird dahin festgesetzt, daß z. B.

quarzig (dolomitisch) stets ein Bindemittel bezeichnet, während

quarzführend, glaukonitführend einen der Menge nach zurücktretenden aber für die Kennzeichnung wichtigen Nebengemengteil angibt.

Erläuterung: Es versteht sich von selbst, daß der Hauptgemengteil eines klastischen Gesteins genannt werden muß und der Kornstufenbezeichnung am nächsten verbunden wird. Die Nebengemengteile können nach abnehmender Wichtigkeit vorgeschaltet werden. (Beispiel: „Glaukonit-Quarz-Siltstein", „Feldspat-Quarz-Sandstein", „Glimmer-Quarz-Tonschäler".) Für die Namengebung müssen die einzelnen gesteinsbildenden Mineralien verschieden „bewertet" werden. Genetisch wichtige Mineralien wie Glaukonit müssen auch schon bei sehr kleiner Menge hervorgehoben werden, während andere in stärkerem Maß vertretene Nebengemengteile u. U. nicht genannt zu werden brauchen. Das gleiche wird auch in der Rangordnung der Mineralien im Namen zu berücksichtigen sein, so muß ein Gestein mit 45% Feldspat und 55% Quarz bereits ein Quarz-Feldspat-Gestein sein und nicht ein Feldspat-Quarz-Gestein.

(Der Begriff „Arkose" wird aus der Reihe der petrographisch definierten Gesteine weggelassen. Er soll als Faziesbegriff dienen.)

Von den oben angeführten Stoffbegriffen verdienen eine besondere Erläuterung noch die Begriffe: „Quarz" und „Meng" wegen ihrer Bedeutung für die Gesteinsbildung.

Während unter dem ersteren alle mechanisch und chemisch sehr widerstandsfähigen Teilchen zu verstehen sind, faßt die Bezeichnung „Meng" die Vielheit der leicht zerstörbaren Stoffe als Einheit zusammen. Der Anteil von Quarz und Meng in einem Gestein gibt also ein Maß der Auslese durch Verwitterung und Verfrachtung.

Der Begriff „Meng" kann als stoffliche Größe in keiner Weise gleichgesetzt werden mit dem Körnungsbegriff „Wak" (siehe unten). Wenn auch in vielen Fällen schlechte stoffliche und Korngrößenauslese Hand in Hand gehen, so ist das doch nicht durchweg der Fall und es verbietet sich deshalb, eine Gleichsetzung der beiden Begriffe.

Der Begriff „Ton" wird von uns stofflich gefaßt. Er deckt sich also mit dem keramischen Sprachgebrauch. Er enthält in sich noch keine bestimmte Aussage über die Korngröße, wenn diese auch stets verhältnismäßig fein sein wird, weil die Mineralneubildung bei der Verwitterung stets feinkörnig bleibt.

Ein Gegenstück hierzu bietet das Auftreten von grobkörnigen Gesteinen als klastische Brocken. Bei ihnen ist eine untere Grenze ihres Vorkommens als klastische Teilchen in der Körnung ihres Gefüges gegeben.

Die Fassung „Schill" lehnt sich eng an den bereits in der Literatur eingeführten Gebrauch an.

B I a 2 Die Stoffgemenge.

Wir unterscheiden zwischen „Einstoff"- und „Zwei-" bzw. „Mehrstoffgesteinen".

Einstoffgesteine enthalten nur einen Stoff als wesentlichen Gemengteil, sie führen also auch nur einen Stoffbegriff.

„Mehrstoffgesteine" enthalten zwei oder mehr verschiedene Stoffe als wesentliche Gemengteile. Ihre Stoffbezeichnung wird nach den folgenden Gesichtspunkten geregelt.

B I a 2 α Zweistoffgesteine.

1) Kalk-Tongesteine werden benannt:

Im Feld ohne nähere Untersuchung:

schwach brausend Ton stark vorwaltend „mergeliger Ton“	alle Zwischenglieder „Mergel“	reine bis sehr schwach tonige Kalke (mergeliger) „Kalk“

Nach genauer Untersuchung:

von 0—10% Kalk (= 90% Ton) „Ton“	10—50% Kalk (= 50—90% Ton) „Kalkton“	50—90% Kalk „Tonkalk“	mehr als 90% Kalk „Kalk“

2) Ganz in derselben Weise sind Gemenge von Ton und Dolomit zu behandeln. Wir schlagen für die feldgeologische Bezeichnung aber hier statt „Mergel“ die Bezeichnung „Bittermergel“ vor.

3) Mengungsreihe zwischen „Kalk“ und „Dolomit“.

Die Gesteine dieser Reihe sind feldgeologisch als „Bitterkalke“ zu bezeichnen, während die genaue petrographische Namengebung zu unterscheiden hat zwischen:

(100—90% Kalk) „Kalk“	(90—50% Kalk) „Dolomitkalk“	(50—90% Dolomit) „Kalkdolomit“	(über 90% Dolomit) $CaCO_3 . MgCO_3$ „Dolomit“

4) Reihe der Eisenspat-Tongesteine.

Namengebung wie vor; für den feldgeologischen Gebrauch wird die Bezeichnung „Eisenmergel“ in Vorschlag gebracht.

5) Reihe der Kalk-Kiesel-Gesteine.

Ein besonderer Name für die Zwischenglieder ist nicht vorhanden. Die Benennung erfolgt wie oben, also: Kiesel-, Kalkkiesel-, Kieselkalk-, Kalk-(stein z. B.).

Feldgeologisch wird man in Ermangelung einer Bezeichnung der Zwischenglieder von kieseligen Kalk- bzw. kalkigen Kieselgesteinen sprechen müssen.

6) Reihe der Kiesel-Tongesteine.

Die Namengebung erfolgt durch sinngemäße Zusammenfügung der Worte „Kiesel“ und „Ton“.

Für den feldgeologischen Gebrauch wird zur Kennzeichnung der Zwischenglieder, sofern das wünschenswert erscheint, die Bezeichnung „Wetz“- vorgeschlagen.

Es können selbstverständlich noch weitere Zweistoffsysteme gelegentlich von Bedeutung sein (z. B. Pyrit-reiche Tongesteine). Ihre Benennung nach genauer Untersuchung bietet keinerlei Schwierigkeit; es erscheint aber nicht erforderlich, für diese einen besonderen feldgeologischen Begriff in Vorschlag zu bringen. Der Vorsatz eines entsprechenden Adjektivs (z. B. Pyrit-reich) wird den Sachbestand zum Ausdruck bringen.

B I a 2 β Dreistoffgesteine.

Sind drei verschiedene Gemengteile in annähernd gleicher Häufigkeit im Gestein vorhanden, so werden alle drei im Hauptwort genannt. Die Reihenfolge ist sinngemäß zu den oben besprochenen Fällen zu wählen.

Für den feldgeologischen Gebrauch empfiehlt es sich, für das System „Kalk-Ton-gröber klastische Komponente" einen eigenen Namen zu haben. Wir schlagen hierfür „Schlier" vor.

B I a 2 γ Vierstoffgesteine.

Das Auftreten von Vier- und Mehrstoffgesteinen ist innerhalb der Sedimente nicht häufig. Ihre Benennung ist sinngemäß in einzelnen Fällen durchführbar.

Erläuterung. Gesteine, die aus einem einzigen Stoff bestehen, werden selbstverständlich nach diesem Stoff benannt und bieten für die Benennung keine Schwierigkeit. Liegt dagegen ein Gemenge mehrerer Stoffe vor, so muß dies, sowie ihr Mengenverhältnis, im Namen zum Ausdruck kommen.

Der Name des wichtigsten Stoffes wird deshalb unmittelbar mit der Körnungsangabe verbunden; die übrigen nach abnehmender Wichtigkeit vorgeschaltet. Diese Festsetzung schließt sich an den Gebrauch bei den Eruptivgesteinsbezeichnungen an, z. B. Hornblendebiotitsyenit, Quarztonschluff, sie entspricht dem allgemeinen deutschen Sprachgebrauch.

Eine solche Benennungsweise läßt sich für alle Mehrstoffsysteme durchführen. Den einzelnen Stoffbezeichnungen können die %-Zahlen in Klammern beigefügt werden, wenn sie bekannt sind z. B. (Kiesel(17)-Ton(83)-schluffschäler).

Eine besondere Frage ist, ob und wie bisher übliche Zwischenbegriffe wie „Mergel" weiter verwendet werden sollen. Sie ist nicht ganz leicht zu entscheiden, da für den Begriff des Mergels bisher nicht nur das Mengenverhältnis von Ton und Kalk entscheidend ist, sondern auch die Kornbindung, und damit die Festigkeit eine wichtige Rolle spielt. So kann einem alluvialen Wiesenmergel mit mehr als 90% $CaCO_3$ ein Muschelkalk oder devonischer Knollenkalk gegenüber stehen, der nur 70% Karbonat enthält.

Wollen wir den „Mergel" als reinen Stoffbegriff fassen, dann müssen derartige Nebenbedingungen abgetrennt werden. Die Festigkeit darf für die stoffliche Benennung keine Bedeutung haben. Da man draußen im Gelände keine Analyse zur Hand hat, wird die oben gegebene Gliederung vorgeschlagen.

Ganz in derselben Weise sind die Gemenge von Ton und Dolomit zu behandeln. Als feldgeologische Bezeichnung diene hier zum Unterschied „Bittermergel".

„Bitterkalk" bedeutete zwar in früherer Zeit das Mineral Dolomit. Da er aber vollkommen aus dem geologischen und mineralogischen Schrifttum verschwunden ist, ist er neu vergebbar. Es ist sehr wünschenswert, für die mehr oder weniger dolomitischen Kalkgesteine einen eigenen Namen zu besitzen, der sie von den normalen Dolomiten unterscheiden läßt.

Bei Gemischen von Kiesel, Kalk und gröber klastischen Gemengteilen empfiehlt sich eine unterschiedliche Benennung: wiegen die klastischen Körner vor, so erscheint die kieselige oder kalkige Masse als Bindemittel und wird entsprechend im Eigenschaftswort genannt. Sind die Körner dagegen nur vereinzelt oder doch zurücktretend eingestreut, dann wird Kiesel oder Kalk im Hauptwort benannt: z. B. quarzgritt-führender, schluffkörniger Kalkplatter (Gegensatz: kalkiger Quarzgrittplatter).

Unter den Dreistoffgesteinen erscheint ein Gemenge von Kalk, Ton und gröber klastischen Körnern praktisch am wichtigsten. Zur Abkürzung der sich sonst ergebenden langen Bezeichnungen schlagen wir dafür das Wort „Schlier" vor. Es sind das also die bisher als : rauhe, sandige oder glimmerige Mergel bezeichneten Gesteine, für die im bayerischen Sprachstamm „Schlier" gebraucht wird. Erst diese Gesteinsbezeichnung ist von der Stratigraphie entlehnt worden, ganz ähnlich wie die Gesteinsbezeichnungen Molasse und Macigno aus dem Französischen und Italienischen. Es erscheint unbedenklich, das Wort wieder in seiner ursprünglichen Bedeutung zu verwenden, da Mißverständnisse kaum vorkommen werden.

Für entsprechende Gemenge von Kalk, Kiesel und gröber klastischen Körnern wäre eine entsprechende kurze Bezeichnung ebenfalls erwünscht. Die französischen Geologen verwenden hierfür das Wort „gaize" (was sich vielleicht in „Gäß" eindeutschen ließe).

Die Benennung von Gesteinen, in denen Eisenoxyde oder Sulfide oder Aluminiumoxyde eine wesentliche Rolle spielen, bieten keine grundsätzlichen Schwierigkeiten, so daß hier nicht darauf eingegangen zu werden braucht.

B I b Den Stoffbegriffen anzuschließende Benennungen von Gefügeeinheiten

Den Stoffbegriffen sind als Gefügeeinheiten die folgenden Gebilde gleichzusetzen, die stets durch Angabe des eigenen Baustoffes ergänzt werden müssen.

B I b 1 Hierher gehören die klastischen Gesteinstrümmer (Benannt nach der Art des Gesteins).

B I b 2 Ebenso wird Tuff hierher gestellt.

„Tuff" wird von uns als Stoffbezeichnung gefaßt, die alle vulkanischen, lockeren und ehemals lockeren Auswurfsmassen umfaßt und ihrer näheren Zusammensetzung nach durch Angabe des Eruptivmaterials erläutert wird (z. B. Quarzporpyrtuff) ebenso wie die Art eines Eruptivgesteins durch Angabe von Mineralien stofflich näher erläutert wird (z. B. Hypersthengranit). Dem in Deutschland eingebürgerten Sprachgebrauch folgend, bezeichnen wir auch die losen Massen als „Tuffe". Bei den verfestigten Tuffgesteinen muß dann die Festigkeit und Ausbildung des Tuffgesteins im Namen durch Zusatz von „. . . . stein" oder den einzelnen Trachtbezeichnungen ausgedrückt werden. Um die Namengestaltung in diesen Fällen nicht zu schwerfällig zu gestalten, empfiehlt es sich, die Korngrößen nicht im Hauptwort, sondern adjektivisch zu nennen: grittkörniger Trachyttuffstein. Dagegen soll bei den losen Tuffen die hauptsächliche Korngröße wie üblich im Namen aufgenommen werden (z. B. Liparittuffgrand) .— Es ist Sache der Vulkonologen, sich darüber schlüssig zu werden, ob sie die seit alters gebrauchten besonderen Kornbezeichnungen wie „Asche", „Lapilli" in irgendeiner Weise mit der genormten Körnungsreihe in Übereinstimmung bringen wollen.

B I b 3 Schill ist eine zusammenfassende Bezeichnung für alle umgelagerten tierischen Hartteile. Zur näheren Bezeichnung wird die betreffende Gruppen- oder Gattungsbezeichnung zugesetzt (z. B. Brachiopodenschill, Crinoidenschill, Knochenschill).

B I b 4 Die knolligen Gebilde.

Sie weichen stofflich vom Hüllmaterial ab.
Es wird unterschieden zwischen:

B I b 4 α rundlichen Gebilden	B I b 4 β ausgeschwänzten, spindelartigen Gebilden
bis 2 mm Knoten	Knoten
bis 2 cm Bohnen	Augen
bis 20 cm Knollen	Fladen
über 20 cm Kissen	Flatschen

Die Bezeichnungen werden in der folgenden Form gebraucht:

1. bei losen Massen
   ohne Trachtbegriff (z. B. Kalkknotentonschluff)
2. bei festen Gesteinen
   an der Stelle der Körnungsbezeichnung (z. B. Tonknollenkalkbänker)

B I b 5 Rogen, R. bezeichnet konzentrisch schalige, z. T. radialstrahlige Mineralaggregate (z. B. Kalkrogen). Durch Zusatz von z. B. „siltkörnig" kann die Größe der Rogen bezeichnet werden.

B I b 6 Radial-strahligen Gebilden (Sphaeroide), für die noch kein geeigneter Ausdruck gefunden ist (allenfalls „Rad").

Erläuterung. Die in diesem Abschnitt genannten Gebilde sind außerordentlich weit verbreitet und geologisch von großer Wichtigkeit. Die gewählten Bezeichnungen schließen sich möglichst eng an den bisher üblichen Gebrauch an. Da es sich um nicht klastische Gebilde von besonderer Art handelt, empfahl sich eine abweichende Benennung von den unten gegebenen Korngrößenbezeichnungen, da sonst mißverständliche Namen gegeben werden könnten.

Die gewählten Bezeichnungen dürften eine nähere Erklärung überflüssig erscheinen lassen.

B II Die Korngrößen

Als „Korn" bezeichnen wir das einzelne mineralische usw. Gefügeteilchen der Gesteine. Die Einteilung der Körner erfolgt nach ihrem mittleren Durchmesser, der durch die Kornanalyse oder Ausmessung ermittelt wird.

I. Oberstufen	Grand (> 2 mm)				Sand (2—0,02 mm)		Schmand (< 0,02 mm)		
II. Kornstufen	Klotz	Block	Brock	Graup	Gritt	Silt	Schluff	Sink	Schweb Schlämm
untere Grenzen	2 m	20 cm	2 cm	2 mm	0,2 mm	0,02 mm	2 μ	0,2 μ	unter 0,2 μ

III. Unterstufen (zu jed. Kornstufe)	Groß 2—1	Mittel — 0,5	Klein — 0,2	Grob 2—1	Mittel — 0,5	Fein — 0,2

Erläuterung. Die hier entwickelte Einteilung der Korngrößen schließt sich an den Vorschlag von Atterberg aus dem Jahre 1912. Die dort gegebene Skala ist im gleichen Sinn nach oben und unten weiter ausgebaut. Dieser Vorschlag hat sich bei einem Vergleich der bisher üblichen verschiedenen Körnungsskalen als der beste erwiesen; er wird auch dem allgemein üblichen

Gebrauch gerecht, da in den verschiedenen Skalen-Einteilungen (siehe Zusammenstellung bei Fischer 1933) Übereinstimmung darin besteht, daß die obere Korngrenze von „Sand" bei 2 mm liegt, während im Übrigen in der Benennung und Bewertung der einzelnen Kornstufen noch keine anerkannte feste Norm vorhanden ist.

Der neue Vorschlag unterteilt die gesamte Körnungsreihe in 10er-Potenzen ausgehend von der Zahl Zwei (also z. B. 2 mm — 20 mm und 2 mm — 0,2 mm). Diese 10er-Potenzen nennen wir weiterhin „Kornstufen" auf ihre Unterteilung für die Zwecke der Kornanalyse kommen wir weiter unten zurück. Es sei hier kurz festgestellt, daß sich die vorgeschlagene Einteilung auch mit dem in der Bodenkunde und der Kulturtechnik international gebräuchlichen Verfahren deckt. In diesen Wissenschaften sind Benennungen der einzelnen Kornstufen nicht immer vorgenommen worden. Wir brauchen für unsere Zwecke Bezeichnungen. Diese Bezeichnungen müssen zur Benennung natürlich vorkommender Gesteine auch in Wortzusammensetzungen brauchbar sein.

Der Ausschuß hat eine große Reihe von Worten, die in verschiedenen Teilen des deutschen Sprachgebietes oder im Schrifttum sinngemäß gebraucht werden, durchgesprochen und ist zu dem oben gegebenen Vorschlag gekommen.

Zu diesen Bezeichnungen ist im einzelnen folgendes zu sagen:

Klotz ist an Block angeschlossen worden. Seine Größe bleibt nach oben unbegrenzt. Ein „Klotz" kann mit Menschenkraft nicht mehr von der Stelle bewegt werden.

Block entspricht in seiner Verwendung etwa dem üblichen Gebrauch. „Blöcke" sind mindestens kopfgroß (der Kornvorstellung liegen nach allen Richtungen etwa gleiche Abmessungen zugrunde).

Brock (abgekürzt aus „Brocken"). Eine gesonderte Bezeichnung für diese Korngröße besteht bisher nicht. Worten wie „Schotter" haften bestimmte genetische oder „Form"-Vorstellungen an. Die klangliche Ähnlichkeit zwischen den Worten „Block" und „Brock" erscheint besonders günstig.

Graup, abgekürzt aus dem Wort „Graupen". Für diese Kornstufe empfiehlt es sich, in der vorgeschlagenen Form eine neue Bezeichnung einzuführen, da das Wort „Kies" sowohl in der Geologie als auch in einer Reihe praktischer Berufe in verschiedenem und nicht genau in dem hier vorgeschlagenen Sinne verwendet wird. Die Übernahme von „Kies" für die Korngröße von 2 mm bis 2 cm würde daher zu Mißverständnissen geführt haben.

Gritt (gleichbedeutend mit dem Wortstamm „Gries", „Grütze", „Grus" sowie dem englischen „grit"). Für die Schaffung dieser Bezeichnung waren dieselben Erwägungen maßgebend wie für „Graup". Zumal der Begriff „Sand" in seinem heutigen Umfang erhalten bleiben sollte und deshalb zur Kennzeichnung der Oberstufe von 2mm bis 0,02 mm gewählt wurde.

Silt: Das Wort ist aus dem Englischen übernommen, fügt sich aber dem Klang und wohl auch der Herkunft nach dem deutschen Sprachschatz ohne Schwierigkeit ein. Er ersetzt die bisherigen Begriffe „Feinsand" und „Staubsand". Der Ersatz ist nötig, weil der Sandbegriff in seiner bisherigen Fassung an der G. L.-A. und bei der DIN-Normung einen vielfach größeren Raum als

eine Zehnerpotenz deckte. Die ATTERBERG'sche Bezeichnung „Staub" für diese Kornstufe ist unannehmbar, da mit dem Begriff Staub sich stets die Vorstellung eines losen trockenen Pulvers verbindet. (Int. Bodenk. Gesellschaft. n. BETTEN STEDT, Jb. Halle Verbd. 1934, S. 248).

Schluff, dieser Name ist von ATTERBERG in die Bodenkunde eingeführt und wird von uns in genau derselben Weise verwendet. Im bisherigen Schema der Landesanstalt erscheint diese Kornstufe bereits als „tonhaltige Teilchen".

Sink, das Wort bringt die Tatsache zum Ausdruck, daß es praktisch die feinsten Teilchen sind, die aus einer Aufschlämmung noch ab„sink"en, während die bereits kolloidalen Teilchen des „Schweb" nicht mehr sedimentieren, sondern „schweb"en bleiben.

Bei der praktischen Prüfung der vorgeschlagenen Kornstufen durch KÖHLER hat sich herausgestellt, daß eine Trennung des „Sink"- und „Schweb"-anteils vorläufig nur mit einem unverhältnismäßigen Zeitaufwand möglich wäre. Praktisch müssen daher die beiden Kornstufen in den meisten Fällen zusammengefaßt bleiben. Es wurde darüber gesprochen, ob nicht auf die Einteilung „Sink" und „Schweb" überhaupt verzichtet werden soll. Da das Bestreben aber zweifellos auf eine Verfeinerung der Arbeitsweise und schärfere Erfassung des Anteils unter 1 μ bzw. 0,2 μ hinausgeht, erscheint es zweckmäßiger, die Einteilung in der festgelegten Form beizubehalten, doch für „Sink" und „Schweb" einen gemeinsamen Überbegriff „Schlämm" einzuführen, der zur Charakterisierung der Kornstufen bei der jetzt üblichen Aufbereitung bis auf weiteres zu verwenden ist.

Schlämm (Kornstufe unter 2μ). Die Bezeichnung ist in sich leicht verständlich, es handelt sich hier um die Fraktion, die bei der normalen Körnungsanalyse aufgeschlämmt bleibt.

Die Bezeichnung „Grand" ist im geologischen Schrifttum vor Jahrzehnten im Sinne „sehr grober Sand" gebraucht worden (Korngröße etwa 2—3 mm). Da dieses Wort aber vollkommen außer Gebrauch gekommen ist, steht wohl nichts im Wege, dafür eine neue Bedeutung festzulegen. Es bedeute also zusammenfassend alle Korngrößen gröber als Sand.

Sand siehe bei „Gritt".

„Schmand". Als zusammenfassende Bezeichnung aller Korngrößen unterhalb des Sandbereiches wird diese Bezeichnung vorgeschlagen. Sie wurde des Gleichklangs wegen gewählt und abgeleitet von dem Begriff des „Bohrschmandes".

Für die praktischen Belange der Kornanalysen ist es erforderlich, die einzelnen Kornstufen weiter zu unterteilen. Diese Teilung hat sich folgerichtig in die Zehnerpotenzen einzugliedern, so daß über die ganze Kornreihe hinweg maßstabsgleiche Abschnitte-(Korndifferentiale)-entstehen. Diesem Verlangen entspricht am besten die jeweilige Unterteilung jeder Zehnerpotenz in drei Teile von 2 zu 5 zu 10 zu 20. Einer der drei Teile (der unterste) umfaßt zwar einen etwas zu großen Raum (2,5× gegen 2× der anderen). Aber es ist dies der einzige praktisch mögliche Weg, die Zehnerpotenz aufzuteilen. Der entstehende Fehler ist belanglos und überdies auf graphischem Weg leicht auszumerzen. Es sei hinzugefügt, daß Herr Abteilungsdirektor LOEBE von sich aus genau dieselbe Einteilung der Korngrößen (nur ohne Namen) für den zukünftigen Gebrauch an den Laboratorien der Pr. G. L. A. entworfen hat.

Die Kornunterstufen werden durch Vorsatz der Worte: „Grob", „Mittel", „Fein" vor die Stufenbezeichnung benannt. Aus sprachlichen Gründen ist bei der Stufenbezeichnung „Brock", „Block", oder „Graup" Groß-, Mittel- und Klein- statt Fein- usw. vorzusetzen.

Die Benennung eines Korngemenges erfolgt:

1. bei Vorhandensein eines Maximums — — nach der Lage dieses Maximums.
2. wenn kein Maximum vorhanden ist unter Zufügung der Silbe „Wak" zu denjenigen Kornstufenbezeichnungen, die als obere und untere Grenze noch 10% der Gesamtmenge enthalten.

Sind mehrere voneinander getrennte Maxima in der Korngesellschaft vorhanden, so geschieht die Bezeichnung durch Vereinigung der beiden (oder mehreren) Stufenbezeichnungen, in deren Bereich die Maxima liegen (z. B. Graupsilt). Das Zurücktreten oder Fehlen der dazwischen liegenden Kornstufe geht aus dem Namen hervor.

Da das Aneinanderhängen von drei und mehr Kornstufennamen zu Bezeichnung von Korngesellschaften ohne oder mit breitem Maximum unhandlich wird, wird die Bezeichnung „Wak" für eine derartige Kornverteilung eingeführt. Die Silbe ist aus dem Begriff der „Wacken" abgeleitet, die hierfür typisch sind (vgl. Fischer 1933).

Zeichnet sich innerhalb des „Waks" eine Kornstufe durch verhältnismäßig starke Besetzung aus, so kann sie adjektivisch hervorgehoben werden, z. B. grittreicher Graupschluffwak. Ist nach einer Seite der Skala hin keine Grenze festlegbar, so wird zu „Wak" nur eine Grenzstufenbezeichnung hinzugefügt; handelt es sich dabei um die untere Grenzstufe, so wird diese der Silbe „Wak" nachgesetzt (z. B. Wakschluff), bei der oberen Grenzstufe entsprechend umgekehrt.

Besonderer Wert wird darauf gelegt, daß die Korngrößenbezeichnungen vollkommen getrennt sind von irgendwelchen stofflichen Nebenbedeutungen, um auf jeden Fall klare Begriffe zu besitzen. Aus diesem Grunde sind weder „Ton" noch „Lehm" oder „Letten" in die Reihe der Kornbegriffe aufgenommen worden. Ähnliche Bedenken galten auch für Worte, die neben Korngrößenbegriffen auch genetische oder technische Aussagen enthalten: z. B.: Schotter, Splitt.

Da die Namen der klastischen Gesteine nicht nur formal den Kornbestand, sondern ein Bild des Sedimentationsvorganges geben sollen, ist es in manchen Fällen notwendig, bei Mineralien stark abweichender Dichte oder abweichender Gestalt die tatsächlich beobachteten Körner umzurechnen auf „gleichwertige" Quarzkörner. Dies ist selbstverständlich nur bei einer Siebanalyse oder der optischen Kornvermessung unter dem Mikroskop notwendig, während die Schlämm- und Sedimentationsanalyse ohnehin die Verteilungskurve „gleichwertiger" Körner liefert.

B III. Die Tracht

Als „Tracht" bezeichnen wir die Summe der im Gestein auftretenden Flächen der Absonderung und Teilbarkeit.

Es wird unterschieden zwischen „Spaltern" (mit gesetzmäßiger Teilbarkeit) und „Bröcklern" (mit unregelmäßiger Teilbarkeit).

B III a. „Spalter"

Innerhalb der Gruppe der „Spalter" werden verschiedene Reihen unterschieden, je nach der Zahl und Anordnung der Flächenscharen der Absonderung und Teilbarkeit. Innerhalb der einzelnen Reihe ist stets der kleinste Flächenabstand maßgebend für die Abgrenzung der Begriffe.

B III a 1 mit einer Flächenschar.

B III a 1α nicht tektonisch angelegt		B III a 1β tektonisch angelegt	
Schäler	2 mm kleinster Flächenabstand	Klieber	Flächenabstand < 2 mm
Platter	Flächenabstand bis 2 cm	Klüfter	„ „ bis 2 cm
Flinzer	„ „ „ 2 dm	Kluftflinzer	„ „ „ 2 dm
Bänker	„ „ „ 2 m	Kluftbänker	„ „ „ 2 m
Wänder	„ „ über 2 m	(Je nach der Lage der „Schieferungsflächen" kann zwischen Quer — und Schicht — z. B. Klieber unterschieden werden).	

Ohne Angabe der Entstehungsursache der Teilbarkeit können Schäler und Klieber als Schiefer bezeichnet werden.

B III a 2 Mit zwei oder mehr in einer Achse sich schneidenden Flächenscharen: „Griffler".

B III a 3 Mit mehreren sich nicht in derselben Achse schneidenden Flächenscharen:

Quadrer (Die Flächen überschneiden sich annähernd rechtwinklig).
Rauter (Die Flächen schneiden sich mindestens teilweise unter schiefem Winkel).

B III b Bröckler. Gesteine mit krummflächiger Teilbarkeit und Zerfall werden als Bröckler bezeichnet. Sind die Zerfallsgebilde besonders scharfkantig, so ist eine Hervorhebung durch das Wort „Scherber" (oder „Scherbler") an Stelle von Bröckler wünschenswert.

Besitzt ein Gestein mehrere verschiedene Trachten, so soll die stärker hervortretende oder geologisch wichtigere zur Benennung dienen. Allenfalls kann eine zweite noch als Beiwort gebracht werden, z. B. „bröckliger Flinzer" oder „bankiger Scherber".

Erläuterung: Stoff und Korngröße sind bekannte Dinge, daher war es in den vorausgehenden Abschnitten kaum notwendig mehr darüber zu bringen als die Untergliederung und die gewählten Bezeichnungen für diese Begriffe. Der Gesteins-Tracht-Begriff ist dagegen in der vorgeschlagenen Form neu und bedarf daher einer eingehenderen Begründung für seine Aufstellung und Verwendung. Die Notwendigkeit des Trachtbegriffes liegt darin begründet, daß ein beliebiges festes Gestein eben nicht nur die „Summe" der Gefügekörner ist und als solche Summe genügend beschrieben werden kann, sondern erst durch die bestehenden Beziehungen zwischen den Körnern zu einem einheitlichen Körper von bestimmten mechanischen Eigenschaften wird. Solche „feste Körper" müssen aus praktischen Gründen im Namen unterschieden werden von losen oder plastischen Massen (wobei die Grenze zwischen ihnen durch bestimmte Richtzahlen der technischen Gesteinsprüfung festgelegt werden kann). Im

Namen drücken wir den Unterschied dadurch aus, daß wir allen festen Gesteinskörpern die Silbe „ . . Stein“ oder einen der oben aufgeführten näheren Trachtbezeichnungen zusetzen, während die losen und plastischen Massen keinen solchen Zusatz bekommen. Daß wir die „Steine“ weiterhin in der vorgeschlagenen Weise nach ihren natürlichen und künstlich hervorrufbaren Absonderungen und Teilbarkeiten einteilen, ist nur logisch, da es sich hierbei ja um wesentliche Äußerungen ihres mechanischen Festigkeitsverhaltens handelt. Sie sind auch für den geltenden Gesteinsbegriff grundlegend. Denn die gleichartige und gleichhäufige Klüftung und Absonderung gibt im Aufschluß dem Beschauer den Eindruck der Einheitlichkeit des Materials und rechtfertigt eine einheitliche Benennung. In der Tat müssen sich ja wesentliche Änderungen im Material zwangsläufig im mechanischen Verhalten und damit auch im Fugennetz abbilden. Die Abgrenzung der einzelnen Gesteinskörper erfolgte daher auch bisher bereits nach dem Fugenbild. Die Bedeutung der Absonderung und Teilbarkeit für den Gesteinsbegriff liegt ferner darin, daß sich uns die großen geologischen Gesteinskörper in den kleinen Teilstücken darbieten, die stets in ähnlicher Weise von Teilungsflächen umzogen sind und so gewissermaßen als die natürlichen Elementarkörper des betreffenden Gesteins erscheinen. Die Benennung der verschiedenen Absonderungen und Teilbarkeiten und ihre Anfügung an die Gesteinsnamen wird daher eine richtige Vorstellung über das Aussehen und das Festigkeitsverhalten der Gesteine im Hörer und Leser vermitteln.

Es mag vielleicht eingewandt werden, daß die geometrischen Abstände der Absonderungsflächen für die Entstehung des Sedimentgesteins nichts aussagen und eine rein äußerliche Gliederung der Gesteine bedeute. Und es wird dagegen auf die Schichtung als genetischen Einteilungsgrundsatz verwiesen werden. Dem ist zu entgegnen, daß Schichtung auf so verschiedenartigen und verschieden starken Änderungen im Gesteinsaufbau beruht, daß die „Schichtung“ an sich kein brauchbares und gleichartiges Mittel zur Begrenzung und Benennung eines Gesteinsbegriffes abgeben kann. Außerdem ist sie ja in keiner Weise auf feste Gesteine beschränkt. Ihre Benennung kann also die „Trachtbegriffe“ nicht ersetzen. Dagegen besitzen die Absonderungs- und Teilbarkeitsflächen nach Art, Dichte und Anordnung eine so hohe Bedeutung für die Abgrenzung der Gesteinskörper und die praktische Verwendbarkeit der einzelnen Gesteine, daß ihre Hervorhebung im Namen zu fordern ist.

Für die Gesamtheit dieser Flächen führen wir die Bezeichnung „Tracht“ ein, sie bedeutet die besondere Ausbildung der „Steine“, wie die Kristalltracht die Ausbildungsform der Kristalle.

Die Bedeutung der einschlägigen Merkmale wird am besten unterstrichen durch die von selbst erwachsenen Begriffe wie „Bank“, „Schiefer“, „Quader“, die weder aus der geologischen Wissenschaft noch aus dem praktischen Steingewerbe fortzudenken sind. Die Übernahme des „Schiefers“ in die neuen Benennungsvorschläge ist in der oben mitgeteilten Form erfolgt um jede Begriffsverschiebung zu vermeiden. Überdies wird sich die Notwendigkeit einer neutralen Bezeichnung ohne genetische Aussage für schiefrige Gesteine oft genug ergeben. Es erscheint aber günstig, daneben gesonderte Bezeichnungen für atektonische, dünnblättrig-teilbare Gesteine und für tektonisch verschieferte Gesteine zu besitzen, da zwischen diesen Gesteinsarten tat-

sächliche Unterschiede im Gefüge und in der praktischen Verwendbarkeit, dem geologischen Auftreten usw. bestehen, die im Namen sich ausprägen sollen. Es ist hier wie anderwärts unser Bestreben neue sprachliche Ausdrucksformen zu finden, die dem Stande der wissenschaftlichen Erkenntnis entsprechen und weder zu wenig noch zu viel aussagen.

Die Bezeichnung „Klieber" wurde gebildet aus dem Wortstamm klieben (= spalten), demselben Stamm gehört auch „Kluft" an. Es ist nicht ungünstig, daß auch im Englischen und Französischen derselbe Stamm in „cleavage" und „clivage" vertreten ist.

Für Gesteine mit regelmäßiger tektonischer Klüftung, die nicht mehr unter den Begriff „Schieferung" gefaßt werden kann, schlagen wir die Benennungen „Klüfter" (= „Kluftplatter"), „Kluftflinzer" und „Kluftbänker" vor.

Zu einigen der neuen Bezeichnungen sei folgendes bemerkt:

1. Schäler: Es wurde aus dem Stamm von „Schälen", „Schale" gebildet und klingt an die englische Bezeichnung „shale" = Schieferton an. Es soll dünnblättrig nach der Schichtung absondernde Gesteine bezeichnen.

2. „Platter": gebildet aus „Platte". Es soll an Stelle des bisherigen „Platten . . ." treten. Diese Umformung ist notwendig, um den gesetzmäßigen Aufbau der Bezeichnung durchzuführen (sonst würden die Trachtbezeichnungen bald am Anfang, bald am Ende der Gesteinsnamen genannt werden).

3. Flinzer: In verschiedenen Gegenden Deutschlands (z. B. Nuttlar, Solnhofen) wird übereinstimmend für Gesteinslagen der hier als „Flinzer" bezeichneten Mächtigkeit, das Wort „Flinz" gebraucht. Aus diesen wurde die neue Bezeichnung abgeleitet.

4. Die Bezeichnung „Bänker" und „Wänder" schließen sich an den üblichen Gebrauch von „Bank" und „Wand" an.

Von den obigen Bezeichnungen entspricht der „Griffler" dem gebräuchlichen „Griffelschiefer". „Quadrer" bezeichnet in Quader zerfallende Gesteine. Die Wortform wurde auf Vorschlag von Geh. Rat Schroeder gewählt.

Als Rauter bezeichnen wir Gesteine, die in rhomboederähnliche Körper zerfallen.

Durch die Begriffe „Bröckler" und „Scherber" wird die Möglichkeit geschaffen, Gesteine zu unterscheiden und von losen Massen abzutrennen, für die bisher nur Bezeichnungen wie „Mergel", „Letten", „Lettenschiefer", „Steinmergel" usw. zur Verfügung standen, so daß wichtige Unterschiede in Festigkeit und Tracht (z. B. zwischen diluvialen und mesozoischen Mergeln) im Namen nicht zum Ausdruck gebracht werden konnten.

Auch die übrigen aufgestellten Trachtbegriffe bereichern nach unserer Überzeugung das geologische Ausdrucksvermögen und sind geeignet, eine neue Gliederung und Darstellung geologischer Tatsachen im Kartenbild zu geben.

Die nun folgenden Abschnitte enthalten Eigenschaftsreihen der Gesteine, die nicht in den eigentlichen Gesteinsnamen aufgenommen werden sollen, sondern je nach Bedarf als Eigenschaftswörter dem Gesteinsnamen vorgeschaltet werden können.

B IV Die Raumerfüllung

Es ist zu unterscheiden zwischen dem Grad der Raumerfüllung (z. B. Porosität) und der Art der Raumerfüllung (Schichtung und Regelung).

B IV a Der Grad der Raumerfüllung.

Der Grad der Raumerfüllung wird nur dann in der Bennung zum Ausdruck gebracht, wenn die Porigkeit auffallend groß oder verschwindend gering ist.

B IV a 1. Deutlich unvollkommene Raumerfüllung.

Wir unterscheiden zwischen:

vorwiegend rundlichen und vorwiegend eckigen Hohlräumen

„Poren" bis 2 mm Durchmesser
„Blasen" über 2 mm Durchmesser — „Lucken"

und bezeichnen entsprechende Gesteine durch Zufügung der Eigenschaftswörter „porig", „blasig", „luckig".

(Es ist erforderlich, hier darauf hinzuweisen, daß die porigen bisher als „Kalktuffe" bezeichneten Kalksteine anders bezeichnet werden müssen. Der Wortteil „Tuff" muß eruptiven Gesteinsmassen vorbehalten bleiben. Die bisher als Kalktuffe bezeichneten Gesteine werden zweckmäßig „Kalkluckstеine" genannt im Gegensatz zu den nicht luckigen „Kalksintern".) (Siehe B I b 2).

B IV a 2. Vollkommene Raumerfüllung.

Vollkommene Raumerfüllung, z. B. bei besonders gut eingekieselten Gesteinen (bisher Quarzite), die bei Angabe des Bindemittels sonst nicht von normaler oder nur mäßiger Erfüllung unterschieden ist, wird durch Zusatz von „Voll"- zum das Bindemittel bezeichnenden Eigenschaftswort gekennzeichnet (z. B. „vollquarziger Quarzsiltbänker").

(Es soll beim feldgeologischen Gebrauch zulässig sein, von Vollquarzsandsteinen zu sprechen.)

B IV b. Die Art der Raumerfüllung.

B IV b 1. Die Schichtung.

Als Schicht eines Sedimentgesteins (im weiteren Sinn) bezeichnen wir eine Gesteinslage, die sich auf Grund ihrer stofflichen oder Körnungs-Eigenschaften durch Flächen begrenzen läßt, die zum Liegenden und Hangenden der Sedimentations- oder Wachstumsebene mehr oder weniger parallel sind.

„Geschichtet" sind Gesteine, die aus einer Folge derartiger „Schichten" bestehen. „Schichtung" ist die gesamte Erscheinung.

(In stratigraphischem Sinn darf stets nur von „Schichten" gesprochen werden [Mehrzahl!].)

Wir unterscheiden zwischen:

ungeschichteten Gesteinen (Masser) und geschichteten Gesteinen (Schichter).

In seiner Gesamtheit unterscheidet sich ein Schichtgestein dadurch von einem mineralogisch und chemisch summenmäßig gleichen „Meng"- oder „Wak"- oder „Mengwakgestein", daß es die Stoffe oder die Korngesellschaft oder beide nicht vermengt, sondern lagenweise gesondert enthält.

(Gesteine mit einem lagenweisen Wechsel eines nur untergeordneten Bestandteils, z. B. eines Farbträgers, werden nicht hierher gestellt, sondern durch Vorsatz eines geeigneten Eigenschaftswortes gekennzeichnet.)

Zur Charakterisierung dieses lagenweisen Wechsels verschiedener Stoffe oder Körnungen werden folgende Bezeichnungen unterschieden:

linig	— Lin	— Abstand	der	Grenzflächen	<	0,2 mm
striemig	— Striem	— „	„	„	von	0,2—2 mm
streifig	— Streif	— „	„	„	„	2 mm—2 cm
bänderig	— Band	— „	„	„	„	2 cm—20 cm
bordig	— Bord	— „	„	„	über	20 cm

Diese Bezeichnungen sollen als Eigenschaftswörter verwendet werden, neben denen das Hauptwort die wechselnden Stoffe bzw. Körnungen zum Ausdruck bringt (z. B. streifiger Mengsilt-Tonschluff-Schiefer).

Unterscheiden sich die Schichten bei gleichem Stoff nur durch die Körnung, dann muß der Stoffbegriff wiederholt werden (z. B. streifiger Quarzgritt-Quarzsilt, dagegen Quarzgrittsilt) (ungeschichtet).

Für den feldgeologischen Gebrauch soll es zulässig sein, die Kornstufenbezeichnungen als Eigenschaftswörter vorzustellen und die die Schichtung bezeichnende Silbe dem Stoffbegriff zuzufügen (z. B. siltig-schluffiger Mengtonbandschiefer).

Es ist erwünscht, für einzelne stratigraphische Schichtenglieder die durch innige Wechsellagerung (lagenweisem Wechsel von gröberem Rhythmus als 20 cm) petrographisch verschiedener Schichten ausgezeichnet, aber noch als geologische Einheit aufzufassen sind und sich kartenmäßig ausscheiden lassen, eine feldgeologische (geognostische) Bezeichnung zu schaffen. Ein völlig geeignetes Wort fehlt noch; es wird vorläufig die Bezeichnung „Ley" vorgeschlagen, die wie die vorerwähnten Silben gebraucht wird.

B IV b 2. Die Regelung.

Unter „Regelung" verstehen wir die gesetzmäßige räumliche Gleichordnung der Gefügekörner. Wir unterscheiden zwischen:

„Wachstumsregelung" und „Zwangsregelung",

die sich in ihrer Orientierung grundsätzlich unterscheiden. Ist das Vorhandensein oder Fehlen einer „Regelung" im Gestein hervorzuheben, so geschieht das durch Zufügen der Eigenschaftswörter „zwangsgeregelt", „wachstumsgeregelt", „formgeregelt" oder „ungeregelt".

Im einzelnen ist auf die von SANDER entwickelte Namengebung zu verweisen.

C. Besondere Benennung für die „Crescimentgesteine".

„Sedimente" entstehen durch fortdauerndes Absinken von Teilchen auf eine Grenzfläche. Sie zeigen Gesetzmäßigkeiten in Formregelung ihrer Körner (längste Durchmesser subparallel zur Sedimentationsebene), Korngestalt und Aufbereitung.

„Crescimente" (Crescimentgesteine) entstehen durch Wachstum von Einzelteilen (Individuen) von einer Grenzfläche aus. Sie zeigen Wachstumsregelung mit fortschreitender Unterdrückung der ungünstig orientierten Einzelteile unter Ausrichtung der längsten Durchmesser annähernd senkrecht zur Aufwachsfläche.

Die Einzelkristalle bzw. -lebewesen kennzeichnen in ihrer Dicke und Länge das Korngefüge des Crescis ments; für die (stengligen) Gebilde werden folgende Bezeichnungen vorgeschlagen:

„Faser-"	Querdurchmesser kleiner als 2 mm
„Stengel-"	Querdurchmesser kleiner als 2 cm
„Säule-"	Querdurchmesser größer als 2 cm

(Weitere Untergliederung mit „dünn-", „mittel-", „dick-"
oder „fein-", „mittel-", „grob-".)

Das Verhältnis vom Längsdurchmesser zum Querdurchmesser wird besonders ausgedrückt durch Vorsatz von:

„lang-"	(Längsdm mehr als 10 × Querdm)
„kurz-"	(Längsdm weniger als 3 × Querdm)

(z. B. „langfaserig", „kurzstenglig", „kurzdicksäulig").

Schlußwort

Die hier entwickelten Grundsätze zu einer neuen, systematischen Benennung der Sedimentgesteine verstoßen gegen alte Gewohnheiten und müssen daher notwendig Widerspruch herausfordern. Da der meiste Widerspruch stets herauswächst aus einem nichtvollkommenen Verstehen der Ansichten und Absichten der Neuerer, sei es gestattet, zur Klarstellung auf einige mögliche Einwände im Voraus einzugehen.

1. Einwand: Die neue Namengebung ist unnotwendig, da die hergebrachten Bezeichnungen ausreichen.

Antwort: Die herkömmliche Bezeichnungsweise ist unsystematisch und nicht einheitlich festlegbar. Sie wird bei weitem der Vielfalt der natürlichen Sedimentgesteine nicht gerecht und gestattet keinerlei sichere Rückschlüsse auf die technisch-mechanischen Eigenschaften der Gesteine. Eine grundsätzlich neue Bezeichnungsweise ist daher notwendig.

2. Einwand: Die neue Namengebung ist sachlich in dem oder jenem Punkt zu ändern oder schließlich ganz und gar umzubauen.

Antwort: Wir verschließen uns keineswegs der Tatsache, daß vieles in dem niedergelegten System auch anders hätte gemacht werden können. Wenn sich neue Vorschläge als besser erweisen, so sollen sie uns gewiß willkommen sein. Wir bitten aber unsere Fachgenossen, Änderungen zu unterlassen, die keinen Fortschritt bedeuten.

3. Einwand: Die neue Namengebung ist zu schwerfällig, sie kann die kurzen alten Namen nicht ersetzen.

Antwort: Das soll sie auch gar nicht. Aber die neuen Bezeichnungen gestatten den Inhalt jedes „herkömmlichen" Gesteinsnamens im gegebenen Fall festzulegen, zum Nutzen der Wissenschaft und der Praxis. Aus den zusammengesetzten „systematischen" Gesteinsnamen werden sich überdies kurze Wortformen entwickeln und zu „herkömmlichen" Gesteinsnamen werden, wo sie besondere Mängel der bisherigen Bezeichnungsweise beseitigen können. Die neuen Vorschläge sollen also die alten Gesteinsnamen nicht verdrängen, sondern erläutern und bereichern.

4. Einwand: Die neue Namengebung ist zu schwierig. Sie wird weder von den Geologen noch den Praktikern angewendet werden.

Antwort: Der klare Aufbau der neuen Namen ist ebenso leicht zu beherrschen wie die Namen und Symbole der Chemie. Es ist gar nichts „Schwieriges" vorhanden. Die — zwar vielen, aber notwendigen — neuen Begriffsbezeichnungen werden bei der Arbeit sich sehr rasch einprägen. Das starke Verlangen aller Kreise, die praktisch mit Gesteinen sich befassen, nach einer geologischen Bezeichnungsweise der Gesteins m a t e r i a l i e n, unabhängig von der Stratigraphie, läßt uns hoffen, daß die neuen Vorschläge sich auch hier einführen werden.

Zusammenstellung der neuen Bezeichnungsvorschläge

Auge ausgeschwänztes, spindelartiges Gebilde von 2 mm bis 2 cm Durchmesser,

Band, bänderig Schicht, deren Grenzflächen einen Abstand von 2 bis 20 cm besitzt,

Bänker (m) Gestein, das in schichtparallele „Bänke" von 20 cm bis 2 m Stärke abgesondert ist,

Bitterkalk (m) feldgeologische Stoffbezeichnung für dolomitische Kalkgesteine, ohne nähere Aussage über das Mischungsverhältnis Kalk: Dolomit,

Bittermergel (m) feldgeologische Stoffbezeichnung für Gesteine, die aus Ton und Dolomit bestehen, ohne Aussage über das Mischungsverhältnis,

Blase (f) rundliche Pore mit einem 2 mm übersteigenden Durchmesser,

Block (m) Korngröße zwischen 20 cm und 2 m,

Bohne (f) rundliches Gebilde, nicht-klastischer Natur, von anderer stofflicher Zusammensetzung als seine Umgebung und einem Durchmesser von 2 mm bis 2 cm,

Bord (m) Schicht von mehr als 20 cm Stärke,

Brock (m) Korngröße von 2 bis 20 cm Durchmesser,

Bröckler (m) Gestein mit unregelmäßiger, krummflächiger Teilbarkeit,

Cresciment (m) zusammenfassende Bezeichnung für Gesteine, die durch das Wachstum von Einzelteilen oder -wesen entstehen, zum Unterschied vom „Sediment",

Eisenmergel (m) feldgeologische Bezeichnung für eisenspathaltige Tongesteine ohne nähere Aussage über das Mischungsverhältnis $FeCO_3$: Ton,

Faser (f) stengeliges Wachstumsgebilde in Cresciment, dessen Querdurchmesser kleiner als 2 mm ist,

Flade (f) ausgeschwänztes, spindelartiges Gebilde von 2—20 cm mittlerem Durchmesser und abweichender stofflicher Zusammensetzung gegenüber seiner Umgebung,

Flatsche (f) wie „Flade", aber mit einem Durchmesser von mehr als 20 cm,

Flinzer (m) Gestein, das in schichtparallele Körper („Flinze") von 2 bis 20 cm Stärke abgesondert ist,

Gäss (f) stoffliches Gemenge von Kalk, Kiesel und klastischen Körnern,

Grand (m) Kornoberstufe, alle Größen über 2 mm zusammenfassend,

Graup (m) Korngröße zwischen 2 mm und 2 cm,

Griffler (m) Gestein mit zwei oder mehreren Scharen ebener Absonderungsflächen, die sich in einer Achse schneiden,

Gritt (m) Korngröße zwischen 0,2 bis 2,0 mm,

Kiesel (m) Stoffbezeichnung, unter der alle SiO_2-Körper zusammengefaßt werden, die nicht Quarz sind (wie Chalzedon, Quarzin, Lussatit, Lutecit usw.), oder infolge geringer Korngröße nicht sicher als Quarz bestimmbar sind,

Kissen (n) rundliches Gebilde, abweichender stofflicher Zusammensetzung, von mehr als 20 cm mittlerem Durchmesser,

Klieber (m) Gestein mit tektonisch angelegten, ebenen Absonderungsflächen, deren Abstand unter 2 cm liegt,

Klotz (m) Korngröße mit über 2 m mittlerem Durchmesser,

Klüfter (m) Gestein mit tektonisch angelegten, ebenen Absonderungsflächen, deren Abstand über 2 cm beträgt. (Je nach der Größe der Abstände kann unterschieden werden zwischen „Kluftplattern", „Kluftflinzern" usw.),

Knolle (f) rundliches Gebilde abweichender stofflicher Zusammensetzung mit 2 bis 20 cm mittlerem Durchmesser,

Knoten (m) rundliche und spindelförmige Gebilde abweichender stofflicher Art mit Durchmesser unter 2 mm,

Ley (m) feldgeologische zusammenfassende Bezeichnung für grob rhythmisch geschichtete Gesteinsmassen aus petrographisch verschiedenen Gesteinsarten,

Lin (m), linig Schicht, deren Grenzflächenabstand kleiner als 0,2 mm ist,

Lucke (f) eckiger, unregelmäßig begrenzter Hohlraum,

Luckstein (m) als Ersatz für „Tuff" in „Kalktuff" zu verwenden, da „Tuff" auf Eruptivmaterial beschränkt bleiben soll,

Masser (m) zusammenfassende Bezeichnung aller ungeschichteten Gesteine,

Meng (m) Stoffbezeichnung, die in sich alle mechanisch oder chemisch leicht zerstörbaren klastischen Gemengteile eines Gesteins zusammenfaßt,

Mergel (m) feldgeologische Stoffbezeichnung für Gemenge von Kalk und Ton, ohne Aussage über das Mischungsverhältnis oder über die Festigkeit,

Platter (m) Gestein, das in schichtparallele Platten von 2 mm bis 2 cm Stärke abgesondert ist, ohne tektonische Aufprägung,

Pore (f) rundlicher Hohlraum mit einem Durchmesser bis 2 mm,

Quadrer (m) Gestein mit mehreren, sich unter annähernd rechten Winkeln schneidenden Scharen von Absonderungsflächen, die also einen Zerfall in Quader bedingen,

Quarz (m) dem Mineral Quarz können in klastischen Gesteinen die mechanisch und chemisch ähnlich widerstandsfähigen andersartigen Mineralkörner zugezählt werden,

Querklieber (m) tektonisch verschiefertes Gestein, dessen Schieferung quer zur Schichtung liegt, oder doch einen beträchtlichen Winkel mit ihr einschließt,

Rad (n) vorgeschlagen zum Ersatz der Bezeichnung „Sphärit" für alle radialstrahligen kugeligen Gebilde,

Rauter (m) Gestein mit mehreren Scharen von Absonderungsflächen, die sich unter ausgesprochen schiefen Winkeln überschneiden,

Rogen (m) vorgeschlagen für alle konzentrisch-schaligen (teilweise daneben radialstrahligen), kugeligen Gebilde, die bisher als Ooide bezeichnet sind,

Rogenstein (m) = Oolith,

Sand (m) Kornoberstufe, die den Bereich von 0,02 bis 2,0 mm Korndurchmesser umfaßt,

Säule (f) nach einer Achse gestreckter Körper mit Querdurchmesser von mehr als 2 cm,

Sediment (n) als Sedimente bzw. Sedimentgesteine werden nur solche Massen bezeichnet, deren Teilchen auf einer Grenzfläche abgesetzt (sedimentiert) sind,

Schäler (m) Gestein mit nicht-tektonisch aufgeprägter, schichtparalleler Absonderung unter 2 mm Flächenabstand,

Scherber (m) Gestein mit unregelmäßiger, krummflächiger Teilbarkeit, die einen scharfkantigen, scherbigen Zerfall bedingt,

Schichter (m) zusammenfassende Bezeichnung aller geschichteten Gesteine,

Schichtklieber (m) Gestein mit schichtparallelen tektonischen Absonderungsflächen, deren Abstand unter 2 cm liegt,

Schiefer (m) Gestein mit ebenflächiger Teilbarkeit bis zu 2 cm Flächenabstand ohne Aussage über die tektonische oder nicht-tektonische Entstehung der s-Flächen,

Schill (m) mechanisch umgelagerte Hartteile von Organismen,

Schlämm (m) zusammenfassende Bezeichnung aller Korngrößen unter 2 μ Durchmesser,

Schlier (m) zusammenfassende Stoffbezeichnung für Gemenge aus Kalk, Ton und gröber klastischen Teilchen (z. B. Quarzsand),

Schluff (m) Korngröße zwischen 0,002 bis 0,02 mm Durchmesser,

Schmand (m) zusammenfassende Bezeichnung für alle Korngrößen unter 0,02 mm,

Schweb (m) die feinsten Korngrößen unter 0,2 μ (kolloidale Teilchen),

Silt (m) Korngröße zwischen 0,02 mm bis 0,2 mm Durchmesser,

Sink (m) Korngröße zwischen 0,2 bis 2 μ Durchmesser,

Spalter (m) zusammenfassende Bezeichnung für alle Gesteine mit regelmäßiger ebenflächiger Teilbarkeit oder Absonderung,

Stein (m) Gestein mit meßbarer Festigkeit, die nicht durch Wasserdurchtränkung aufgehoben werden kann,

Stengel (m) nach einer Achse gestreckte Körper, deren Querdurchmesser zwischen 2 mm und 2 cm liegt,

Streif (m) Schicht von 2 mm bis 2 cm Stärke,

Striem (m) Schicht von 0,2 bis 2 mm Stärke,

Stoff (m) Mineralkörner und die ihnen im Gesteinsgefüge gleichzustellenden Einheiten,

Ton (m) Hydroalumosilikate + Allophane ähnlicher Zusammensetzung + stets beigemengte Verunreinigungen durch ebenso fein zerteilte andere Mineralteilchen,

Tracht (f) der Gesteine = die Summe der in einem Gestein auftretenden Absonderungs- und Teilbarkeitsflächen und die hierdurch bedingten Zerfallsformen des Gesteins,

Tuff (m) zusammenfassende Stoffbezeichnung für alle vulkanischen lockeren oder ehemals lockeren Auswurfmassen (siehe unter „Luckstein"),

voll . . . Zusatz dieser Silbe zu einem Beiwort, betont besonders gute Raumerfüllung und Verkittung durch Bindemittel, z. B. „vollquarzig",

Wak (m) bezeichnet gleichmäßige oder annähernd gleichmäßige Kornverteilung über mehrere Kornstufen. Die Grenzen werden neben Wak genannt,

Wänder (m) Gestein, dessen Absonderungsfugen einen kleinsten Abstand von über 2 m besitzen,

Wetz (m) feldgeologische Stoffbezeichnung für Gesteine aus „Kiesel" und „Ton".

Literaturverzeichnis

Atterberg, H.: Intern. Mitt. f. Bodenkunde, 1912, S. 317.

Fischer, G.: Begriff- und Wortbildung in der Geologie. — Sber. preuß. geol. L.-A., 6, S. 31—33. 1931.

— : Petrographie der Grauwacken. — Jb. preuß. geol. L.-A., 54, S. 320—343. 1933.

— : Gedanken zur Gesteinssystematik. — Jb. preuß. geol. L.-A., 54, S. 553 bis 584. 1933.

Udluft, H.: Versuch einer Charakteristik und Definition devonischer Grauwacken, Sandsteine und Quarzite. — Sber. preuß. geol. L.-A., 6, S. 128—136. 1931.

— : Einheitliche Benennung für Sedimentgesteine. — Z. D. Geol. Ges., 87, S. 410—415. 1935.

Urschrift eingegangen am 6. Dezember 1935
Druckauftrag erteilt am 5. März 1936

Der Muschelkalk im oberen Kinzigtal

Ausbildung, Lithogenesis und Beziehungen zu den Nachbargebieten

Von Rudolf Börner, Frankfurt am Main

Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität

mit Tafel 31 und 5 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

Seite

A. Einleitung 539
1. Ziel und Zweck der Arbeit 539
2. Tektonisch-morphologischer Überblick 540
B. Die einzelnen Schichtabschnitte, ihre Ausbildung und Form 545
1. Die *Myophorien*schichten und Grenzkalke 545
2. Die Schichten von den Grenzkalken bis zu den Oolithbänken einschließlich 549
3. Die Abschnitte über den Oolithbänken 553
C. Die Profile 555
D. Formen des Wellenkalkes 568
1. Die Erscheinungsformen des Wellenkalkes 568
2. Wellentexturen 571
3. Die welligen Kalkformen im engeren Sinne 573
E. Lithogenesis und Erklärungsversuche 576
1. Lithogenesis 576
2. Erklärungsversuche 581
F. Zusammenfassung 585
G. Karten und Literatur 586

A. Einleitung

1. Ziel und Zweck der Arbeit

Der Zweck der Arbeit ist die stratigraphische Untersuchung der Denudationsreste des Muschelkalks im oberen Kinziglauf. Die Arbeit soll sich in die Folge von Untersuchungen eingliedern, die schon so ziemlich für alle größeren Muschelkalkgebiete im Bereich der germanischen Trias gemacht sind. Das Muschelkalkmeer war ein mehr oder weniger flaches Binnenmeer, das sich in seinen äußersten Grenzen von Oberschlesien bis nach Lothringen erstreckte. In nordsüdlicher Richtung finden sich seine Reste in den Rüdersdorfer Kalkbrüchen sowie an den Schwarzwaldrändern (Beckenzentrum bei Freudenstadt). Von dieser vorwiegend ostwestlich orientierten Verbreitung sind nur

noch vereinzelte Vorkommen vorhanden. Größere flächenhafte Erstreckung ist selten und in den Gebieten ausgedehnteren Vorkommens ist schon verhältnismäßig früh eine genaue Untersuchung erfolgt, zumal die wirtschaftlichen Interessen diese förderten. So ist es erklärlich, daß lange Zeit die kleineren Vorkommen unbearbeitet blieben, und lediglich die Kartierung der Landesanstalten stellte die Grenzen der Verbreitung fest. Die von mir bearbeiteten Muschelkalkvorkommen verdanken ihre Erhaltung den nach Süden vorgeschobenen Zungen des Vogelsberger Basaltes. Dadurch wird es verständlich, daß es sich nur um schmale Zonen von Muschelkalk handeln kann, der an den Hängen durch den schützenden Basalt erhalten geblieben ist und je nach dem Grade der Steilheit der Hänge mehr oder weniger ausgedehnt im Gelände erscheint.

Die Anregung zu dieser Arbeit ging von Herrn Prof. Dr. Kurt Leuchs aus, dem ich auch an dieser Stelle für seine weitgehende Unterstützung und stets hilfsbereite Förderung meinen herzlichsten Dank ausspreche.

2. Tektonisch-morphologischer Überblick

Das bearbeitete Gebiet ist eine Grenzlandschaft. Es berühren sich dort die Ausläufer von zwei Gebirgselementen, im Norden die des Vogelsberges, im Süden die des Spessart.

Für die morphologische Gestaltung des Landschaftsbildes ist es wichtig, daß das Gebiet auch in tektonischer Hinsicht eine Grenzlandschaft ist. Hier, wo das Bruchsystem der Oberrheinischen Tiefebene seine östlichsten Ausläufer hat, macht sich bereits der Einfluß der Mitteldeutschen Gebirgsschwelle bemerkbar. Durch das Zusammentreffen dieser verschiedenen Strukturformen wäre es verständlich, daß eine sehr abwechslungsreiche Landschaft vorhanden wäre. Wenn dies allerdings nicht ganz der Fall ist, so liegt dies daran, daß die Anzahl der am Bau beteiligten Formationen gering ist.

Bei rein erdgeschichtlicher Betrachtung zeigt sich als ältester Baustoff der Buntsandstein. Der untere Buntsandstein tritt nur an ganz wenigen Stellen infolge Grabenbildung auf (vgl. die Gräben von Mottgers und Neuengronau). Der untere Teil des mittleren Buntsandsteins schließt sich eng an die Talfurchen an und folgt dem Flüßchen in breitem Band, während der obere Teil des mittleren Buntsandsteins nur in ganz schmalem Zug den Erosionsfurchen entlang zieht. Der obere Buntsandstein ist das beherrschende Landschaftselement in den Niederungen. Während sich die beiden Abteilungen des mittleren Buntsandsteins nur noch durch kleinere Knicke im Gelände bemerkbar machen, tritt der obere Buntsandstein durch seine geringe morphologische Wertigkeit kaum hervor. Ganz langsam und sanft ansteigend zieht er sich an Talwänden in die Höhe, bis sich dann durch scharfen Anstieg der Muschelkalk abhebt. Obwohl der Muschelkalk nicht flächenhaft auftritt, ist er doch überall, selbst da wo er nur spärlich vorhanden ist, sofort durch den Steilanstieg zu erkennen. Von der Verwerfung bei Wahlert ab zieht er sich fast ununterbrochen bis nach Breitenbach in nordöstlicher Richtung hin. Dann setzt er am Distelrasen eine kurze Strecke aus und taucht südlich vom Landrücken wieder auf, dem er dann vorgelagert ist. Dies ist das Vorkommen nördlich der Kinzig und südlich davon findet sich im Bereich des Blattes Steinau, mit Ausnahme des kleinen Fleckchens am Bellinger Berg überhaupt kein Muschelkalk. Erst südlich von Schlüchtern ist er wieder als südliche

Umrandung des Schlüchterner Beckens vorhanden und zieht sich, in mehrere Züge aufspaltend, vorwiegend nach Süden hin. Isoliert von diesen geschlossenen Zügen liegt noch ein einzelnes bandartiges Vorkommen zwischen Ramholz und Sterbfritz. Alle diese Vorkommen bestehen nur aus unterem Muschelkalk, welcher meist nur bis zu den Oolithbänken vorhanden ist. Nur im südöstlichen Teil des Gebietes, in den variscisch orientierten Gräben, finden sich, stark verworfen, vereinzelte Vorkommen der höheren Abteilungen des Muschelkalkes. Kleine Keuperfetzen sind ebenfalls in den Gräben erhalten geblieben. Dann setzt ein großer Hiatus ein und die nächstjüngere Formation ist erst das Tertiär, welches meist nur an den Berghängen in kleinen Zungen herauslappt. Als jüngstes Landschaftselement ist der Basalt zu nennen, der überall die Höhen bildet und dessen üppige Wälder schon von der Ferne eine deutliche Abgrenzung seiner Verbreitung ermöglichen. Überhaupt ist gerade hier durch die grundverschiedenen Gesteine eine petrographische Gliederung an Hand der Vegetation ausgezeichnet möglich. Die üppigen Getreidefelder und Äcker mit ihren rotbraunen Böden lassen das Vorkommen des Buntsandsteins gut abgrenzen und nach kurzem Steilanstieg tritt eine typische arme Kalkflora auf. Diese Vegetationszone zieht sich ungefähr 50 m an den Berghängen hinauf und wird überall von den Wäldern des Basaltbodens abgelöst, der mit scharfer Grenze einsetzt. Der Basalt, der hier als letzter Ausläufer des Vogelsberges auftritt, erstreckt sich zungenartig in die Täler hinein und es sind durch die kleinen Nebenflüsse mehrere schmale Basaltzungen herauserodiert. Im Bereich des Blattes Steinau läßt sich dies besonders gut erkennen. Dort entstand durch Salz- und Ulmbachtal der Katzenstein, durch Ulmbach- und Steinaubachtal der Weinberg und schließlich durch das Steinaubachtal und den Schlüchterner Kessel der Ohl. Im Bereich von Blatt Schüchtern ist dies nicht so gut zu sehen, denn dort hat sich ein typischer Kessel gebildet.

Im ganzen Gebiete ist durch die Ausbreitung des Basaltes der Muschelkalk erhalten geblieben. Das gilt besonders für die Gebiete nördlich der Kinzig, denn bei den isolierten Basaltvorkommen südlich von Steinau (zwischen Seidenroth und Alsberg) sind keinerlei Anzeichen vorhanden, daß dort der Basalt über Muschelkalk liegt. Es muß deshalb angenommen werden, daß schon präbasaltisch und selbst vor dem Ober-Oligozän dort kein Muschelkalk mehr vorhanden war. Nur das Gebiet um Hohenzell (südlich von Schlüchtern) hat unter dem Basalt noch Muschelkalk. Hierfür kann die Beckennatur als Erhaltungsursache angenommen werden. Die Muschelkalkschollen, die als einziges Gestein dieser Landschaft an Hand der Schichtlagerung einen Nachweis späterer Bewegung geben, beweisen durch das jeweilige Einfallen der Bänke in den Kessel eine derartige Absenkung. Der tiefste Punkt liegt am Ortsausgang von Schlüchtern in der Richtung nach Steinau. Die östliche Umrandung des Schlüchterner Kessels ist durch die Restberge Heimberg, Elmer Berg, Giebel bei Herolz und den Hohenzeller Berg gegeben, so daß eigentlich der Kessel sehr klein ist. Die östlich anschließende größere Tiefenzone verdient den Namen Kessel sicher ebenso. Wenn auch dort die größere Breite des Kessels diese Hohlform dem Auge nicht so stark erscheint, so ist dies doch schon allein durch die Erosion, die in ihrem tiefsten Punkt den oberen Teil des mittleren Buntsandstein entblößt hat, bewiesen (bei der Gerlingsmühle an der Straße von Herolz nach Vollmerz). Außerdem zeigen die absoluten Schwankungen die Extremwerte zwischen Umrandung und Tal, daß in dem östlichen Kessel viel größere Senkungsbeträge erreicht werden.

Schlüchterner Kessel (westlich).
Maximum 329 m Höhe
128 m Differenz
Minimum 201 m Höhe

Vollmerzer Kessel (östlich).
Maximum 365 m Höhe
160 m Differenz
Minimum 205 m Höhe

Im Vollmerzer Kessel fehlt eine scharfe östliche Umrandung, und ebenso sind nach Süden zu nur zwei Inseln größter Erhebung vorhanden, wogegen die Umrandung um den Schlüchterner Kessel durch geschlossenere Züge besser zum Ausdruck kommt.

Die Muschelkalkschollen auf Blatt Schüchtern beweisen das Einfallen der Bänke nach dem Kessel zu. Die nördliche Umrandung einschließlich der großen Scholle des Ebertsberges fällt nach Süden ein. In der südlichen Umrandung bei Hohenzell zeigt der Einfallswinkel nach Norden, und auch die östlichen Aufschlüsse am Ohl zeigen eine Neigung nach dem Kessel zu (fallen fast östlich). Dagegen läßt der geschlossene Zug von Wahlert bis Kressenbach (Blatt Steinau) auf Grund von sieben verschiedenen sicheren Aufschlüssen ein Einfallen nach Nordwesten erkennen und in den spärlichen Vorkommen südlich des Kinzigtales zeigt sich Einfallen nach Südosten. Daraus ergibt sich, daß die morphologische Mulde in einem variscisch streichenden tektonischen Sattel ausgearbeitet ist.

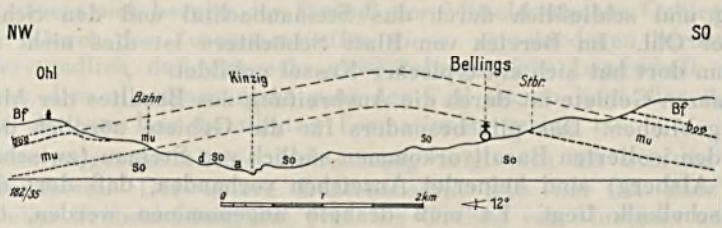


Abb. 1. Profil quer zum Kinzigtal in nordwest-südöstlicher Richtung.

Dies gilt für den Abschnitt des Kinziglaufes von Soden—Schlüchtern—Elm. In derselben Richtung zieht sich genau die gleiche Reliefumkehr von Hohenzell—Ahlersbach über Vollmerz—Hinkelhof bis nach Gundhelm. Ein das Tal quer schneidendes Profil von Nordosten nach Südwesten zeigt diese posthumen Faltungen sehr deutlich. So ist es möglich, drei solcher Wellenzüge zu erkennen, die sich jeweils durch die topographische Höhe der Rötgrenze beweisen lassen. Würde man sämtliche Formationsglieder bis auf den Buntsandstein abheben, so würde sich ein flachwelliges Relief zeigen, dessen Wellenabstand relativ klein ist. Dadurch erklärt sich dann auch sehr einfach das gänzlich unerwartete Auftreten des oberen Teiles des mittleren Buntsandsteins jeweils zwischen den getrennten Basaltvorkommen um Hohenzell und Gundhelm. Auch die so überaus scharfe Südwest-Nordwest-Begrenzung des Basaltes in den genannten Gebieten ist dadurch bedingt. Da hier die variscischen Störungen noch stark hervortreten, so wird der Basalt in dieser Richtung scharf absetzen, was ebenfalls zu beobachten ist. Die folgende Zusammenstellung der topographischen Höhe der einzelnen Rötgrenzen gegen den

Muschelkalk zeigt diese starken Unterschiede. Die kleinen Unterschiede in nordöstlicher Richtung dagegen sind durch hercynisch streichende tektonische Leitlinien bedingt. Dieses Gitterwerk von Störungen erklärt, warum manche Formationsgrenze in der Form eines Vierecks im Gelände erscheint. Die auf Tafel 31 gegebene Übersichtskarte (eine Pause der Formationsgrenzen der Geologischen Blätter Steinau und Schlüchtern) zeigt die topographische Höhenlage der Rötmuschelkalkgrenze, welche besonders geeignet ist, posttriassische Bewegungen festzustellen. So ist es möglich, mit einiger Sicherheit 5 variscisch streichende Faltensättel nachzuweisen.

1. Breitenbach-Klosterhöfer-Sattel. Er erklärt das Auftreten von m_{u2} und sm_2 sowie die hohe Lage der Rötmuschelkalkgrenze am Dallstrauch mit 380 m, wogegen diese in der gleichen Muschelkalkscholle im Süden bei 245 m liegt.

2. Der Kinzigtal-Sattel, welcher sich bis über Elm hinaus verfolgen läßt, ist für die tektonische Gestaltung des Landschaftsbildes die wichtigste Leitlinie. Nördlich fällt der Muschelkalk nach N bis NW ein, während er südlich dieses Sattelzuges nach SO geneigt ist.

3. Der Hohenzeller-Gundhelmer-Sattel erklärt das unvermittelte Auftreten von sm an der Gerlingsmühle, sowie die ganze Gundhelmer sm-Scholle. In leichtem welligem Anstieg zieht sich diese Faltungszone noch weiter nach Südosten.

4. Der Weiperzer-Sterbfritzer-Sattel zeigt nochmals eine letzte Wellung, welche das Auftreten von sm zwischen Sterbfritz und Sannerz erklärt.

5. Der Sinntal-Sattel ist der letzte in dieser Reihe. Er erklärt auch den in dem Nachbarblatt Altengronau, den Uferrand des Sinntales begleitenden sm. Senkrecht zu diesen Faltungsachsen lassen sich ebenfalls tektonische Leitlinien feststellen. Der Ausdruck Faltung kann hier nicht gut angewendet werden, da die Landschaft durch die variscischen Faltungen ihre Labilität verloren hat, so daß der Ausdruck Bruchtektonik eher am Platze ist. Die bereits in den Erläuterungen zu Blatt Schüchtern erwähnte östliche Hauptverwerfung, ist die letzte Anlage einer tektonischen Störung.

1. Diese Bruchlinien sind hercynisch und erklären das scharfe rechtwinkliche Abbrechen mancher Formationsgrenzen. In der Nordostecke des geologischen Blattes Schüchtern ist das unvermittelte Auftreten von sm_2 neben dem Tertiär bei Veitsteinbach an eine solche Verwerfungslinie gebunden.

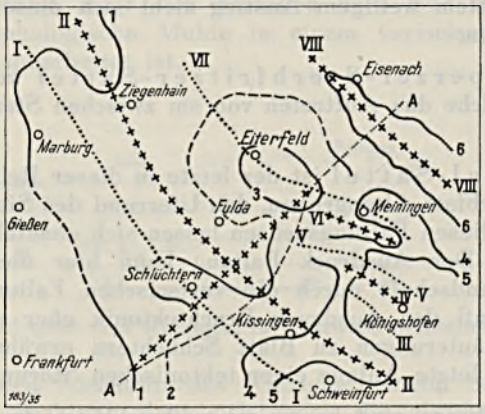
2. Westlich daran anschließend zieht sich eine scharf ausgeprägte Verwerfung nordöstlich der Steckelsburg bis nach dem „Breiten Feld" in NNW-Richtung.

3. Danach folgt westlich eine Hebungszone, die das nordwestlich orientierte Vorkommen von sm_2 im Oberlauf der Kinzig zwischen Sterbfritz und Sannerz bedingt und das plötzliche Ansteigen der Rötmuschelkalkgrenzen östlich des „Langen Berges" bei Ahlersbach auf 410 m erklärt. Das Zerbrechen der Schollen in dem Altengronauer Graben ist auch hierdurch bedingt. Die Verlängerung dieser Linie über dem Schlüchterner Kessel hinweg führt etwa in die südlich Breitenbach liegende alluvial erfüllte Tiefenrinne.

4. Eine weitere Linie läßt sich bei Hohenzell feststellen. Hier in der viereckig ausgebauten Muschelkalkgrenze zeigt die vorher SW-NO-laufende Grenze eine Verwerfung nach SO. Das so entstandene Viereck ist m. E. nicht so einfach wie in der Karte zu erklären. Die Höhenlage der Grenze zeigt zwar keine wesentliche Änderung, dagegen ändert sich der Einfallswinkel erheblich, so daß eine horizontale Verschiebung wahrscheinlich ist.

5. Eine letzte, in der geologischen Karte (Blatt Steinau und Schlüchtern) nur schwach angedeutete Linie zieht zwischen Waizenberg und Bellinger Weinberg hindurch, folgt dem sm-Vorkommen des Ahlersbaches und trifft bei Verlängerung über das Kinzigtal hinweg den Ausgang des Steinaubachtales. Ob der sehr starke Höhenunterschied des Muschelkalks beiderseits des Steinaubachtales damit zusammenhängt, ist nicht beweisbar, jedoch vermutlich an eine solche hercynische Leitlinie gebunden.

Infolge der geringen Fallwinkel sind Aufwölbungen und Einmuldungen nur schwach. Wie weit durch Brüche in der Richtung des Flußlaufes (Kinzig) die Neigung nachträglich verringert wurde, läßt sich nicht beweisen. Trotzdem läßt sich aus dieser, in der Hauptsache variscisch streichenden Sattelzone die Rhön-Spessart-Achse nachweisen und es ist dann in der Hummel'schen Übersichtskarte die Ausbiegung der Hauptsache nach Süden nicht notwendig.



nach Hummel

Abb. 2. Schematische Übersicht der posthumen Faltungen im Bereich von Vogelsberg und Rhön.

A — A = Spessart-Rhön-Achse
+++ Sattelachsen, ... Muldenachsen

1 bs-Rand (West) Heute
2 Mu-Rand (Vorbasalt.)
3 Keuper-Rand (Vorbasalt)
4 Mu-Rand (Heute)
5 Keuper-Rand (Heute)
6 bs-Rand (im Thüringer Wald)

I Mulde (Schlüchtern)
II Sattel
III Mulde
IV Sattel (Königshofen)
V Mulde
VI Sattel
VII Mulde (Meiningen)
VIII Sattel (Thüringer Wald)

Zum Abschluß des geologisch morphologischen Überblicks sollen noch zwei Fragen berührt werden. Durch mehrere neue Aufschlüsse im Ulmbachtal (hinter Marborn) läßt sich feststellen, daß entgegen der Kartierung der Landesanstalt der Basalt unmittelbar dem Muschelkalk aufgelagert ist. Diese vorbasaltische Landoberfläche war karstartig verwittert, mit dolinenähnlichen Höhlungen, die von den vulkanischen Tuffen und Bomben ausgefüllt wurden. Der Bruch zeigt deutlich neben den hellen Kalktrümmern die Basaltbomben.

Dann ist noch die Frage der Steinauer Teufelshöhle zu besprechen. Zunächst ihre Anlage. Sie befindet sich auf der Ostseite des Höhenrückens „Steinauer Weinberg" und beginnt am Ende einer in Ostwestrichtung verlaufenden Einmuldung, innerhalb des sonst gleichmäßig nach Norden ziehenden Kalkvorkommens. Die petrographische Beschaffenheit der beiden Seiten des Tälchens läßt vermuten, daß die Entstehung dieser Einmuldung und damit zwangsläufig die Anlage der Höhle an eine Verwerfung gebunden ist. Leider sind die hier anstehenden Gesteinspartien nicht in der allernächsten Umgebung der Höhle aufgeschlossen, so daß die Sprunghöhe der Verwerfung nicht festgestellt werden kann. Das kleine Nebentälchen zieht sich anfangs scharf nach Westen und biegt dann in schwachem Bogen nach Nordwesten bis Norden um. Diese Bogenform ist erosiv bedingt, unabhängig von einer Verwerfung die in annähernd südwestlicher Richtung zieht und so mit der ungefähr variscischen Orientierung des Kinziglaufes übereinstimmt. Es lassen sich auch in dem Nachbarblatt Schlüchtern ähnliche Parallelen zur Haupttalfurche ziehen. Die Verwerfung würde sich also ins Ulmbachtal etwa südlich des Schnittpunktes der beiden Wege nach Sarrod und Ulmbach fortsetzen. Die Tatsache, daß vor Jahren schon Färbungsversuche gemacht worden sind, die ergaben, daß gefärbtes Ulmbachwasser im Steinaubachtal wieder austrat, spricht für diese Annahme.

Solche offene Verwerfungsspalten (wie die der Teufelshöhle) sind oft, wenn sie nicht allzu breit sind, eine gute Sammelstelle für das, was nach der Zeit der tektonischen Entstehung der Spalte abgelagert worden ist. So sind hier besonders die tertiären Bohnerze zu nennen, als kleine kugelige bis eiförmige Gebilde, die einen schwarzen Eisenüberzug tragen. Sie sind ein guter Indikator für alle späteren Vorgänge. Im großen Steinauer Bruch ist eine breite Spalte, die viele solcher Bohnerze geliefert hat.

B. Die einzelnen Schichtabschnitte, ihre Ausbildung und Formen

1. Die *Myophorien*schichten und Grenzkalke

Durch das gleichzeitige Entstehen dieser beiden ganz verschiedenen Gesteinsarten ergibt sich die Schwierigkeit einer einheitlichen Grenzziehung. Es ist klar, daß zur gleichen Zeit nicht überall nur kalkige Sedimente abgelagert werden konnten. Deshalb müssen manche Rötsedimente zeitlich schon zum Muschelkalk gerechnet werden. Ebenso wird durch faunistische Beweise *(Myophoria)* manche Rötabteilung zum Muschelkalk gezogen, die sonst wegen ihrer petrographischen Ausbildung eigentlich mehr zum Buntsandstein gerechnet werden müßte. Zunächst ist die Frage der Bezeichnung „Dolomite" zu behandeln. Schon 1882 hat Frantzen in seiner Übersicht über die geologischen Verhältnisse bei Meiningen nachgewiesen, daß die gelben Kalke an der Grenze vom Muschelkalk zum Röt keine Dolomite sind, da sie ungefähr 86% $CaCO_3$ und nur 1,4% $MgCO_3$ neben 6% Eisenoxydhydrat ent-

halten (vgl. Frantzen 1882, Seifert 1928). Es ist also der Ausdruck Dolomite nicht am Platze und die bereits von verschiedenen Autoren benutzte Bezeichnung gelbe Grenzkalke eher berechtigt.

Leicht verständlich ist es, daß die Grenzziehung über große Strecken hin nicht klar ist. Jedoch schon auf ganz kurze Entfernung wie z. B. südlich und nördlich des Thüringer Waldes werden die Grenzen zum Muschelkalk anders gelegt. Nördlich gehören die *Myophorien*schichten noch zum Muschelkalk und südlich ist hier eine entsprechende Mergellage identisch, die zum oberen Bundtsandstein gezählt wird. Im seichten Küstengewässer lagerte sich das Röt ab und etwas weiter in das Meer hinaus der Wellenkalk, der also zeitlich vollkommen den oberen Rötlagen entspricht. (vgl. Bornemann 1888). Bornemann sagt: „Mit dem Sinken des Landes oder dem Empordringen des Wasserspiegels mußten sich die Bildungszonen landeinwärts verschieben." v. Freyberg (1932) zieht die Grenze erst über den gelben Kalken, die er als fazielle Einheit nicht für geeignet hält, einen Formationsabschnitt abzutrennen. Erst mit einer löcherigen Kalkbank mit Schill, die sehr klar ausgeprägt ist, beginnt der untere Muschelkalk. Loretz hält die gelben Rötdolomite von ungefähr $3^1/_2$ m Mächtigkeit noch für Röt (Erläuterung zu Blatt Eisfeld 1885). Örtlich wird in der Eisfelder Gegend die Sache noch etwas komplizierter, da hier statt *Myophoria vulgaris* vorwiegend *Modiola* auftritt (*Modiola*schichten) (vgl. R. Wagner 1922 = *Modiola triquetra*). v. Freyberg geht noch näher auf die Nachbarschichten ein und gibt zwei Konglomerathorizonte an, deren Gerölle aber so stark abnehmen, daß er sie nur für rein örtliche Grenzziehung geeignet hält. Es handelt sich um eine untere Konglomeratbank von ungefähr 25 cm Mächtigkeit, die im Höchstfall 120 cm über der Grenze liegt. Eine zweite obere Konglomeratbank von ungefähr 15 cm Mächtigkeit beginnt etwa 8 m über der Grenze. Es handelt sich also nach ihm nicht um Gliederungshorizonte sondern Horizonte gleichen Alters. Die Konglomeratbänke sind nicht im ganzen Gebiet auf einmal entstanden, sondern durch das Vorrücken ihrer Fazies, oder durch strichweises Wandern der sie bedingenden Ursachen gebildet worden. Sie sind zur Gliederung sehr gut geeignet, jedoch läßt sich die Gleichaltrigkeit nicht beweisen. Henkel spricht im Jahrbuch der Landesanstalt 1901 von der Naumburger Gegend ebenfalls von zwei solchen Konglomeratbänken. Eine erste, die etwa 6 m über der Grenze liegt, und eine zweite noch 7 m davon entfernt. Die von Seifert im Jahrbuch der Landesanstalt 1929 angegebene Konglomeratbank in der Saale-Gegend liegen 4,5 m über der Grenze. Zur Frage der Grenzziehung mag noch erwähnt sein, daß folgende Autoren die *Myophorien*schichten zum Röt ziehen:

K. Mägdefrau 1929 in dem geologischen Führer durch die Trias um Jena.

E. Naumann 1928 in den neuen Erläuterungen zum Blatte Jena.

Wie bereits erwähnt auch Loretz 1885.

Pia 1930 schließt sich der Gliederung von Mägdefrau an, der auf Grund von Vorkommen gewisser Fossilien, die er als skytisch (wegen *Naticella costata*) bestimmt hat, die *Myophorien*schichten zum Buntsandstein rechnet. Das Gleiche gilt von der bei Pia angegebenen Arbeit von F. Rozycki: La Stratigraphie du Muschelkalk de la partie Nord du Bassin Houiller de Dabrowa (Bulletin. Serv. Geol. de Pologne, Warschau, 1923, Bd. 2). Zit. bei Pia 1930.

v. Wervecke 1913 gibt für die westlichen Vorkommen von Muschelkalk an, daß am besten die Grenze da beginnen soll, wo fossilführende Bänke vorhanden sind. Fehlen diese aber, so ist dort die Grenzziehung unsicher. Als einen der charakteristischsten Beweise für das Transgredieren der Triasabteilungen übereinander gibt er an, daß z. B. in der Luxemburger Gegend der obere Bundtsandstein direkt auf dem Devon auflagert, so daß der untere und mittlere Buntsandstein noch nicht bis dort vorgedrungen war. Diese Tatsache ist für die Transgression des Muschelkalks über den Buntsandsteinablagerungen beweisend.

Die Grenzkalke im Muschelkalk des oberen Kinzigtales

1. am Ebertsberg mit größter Mächtigkeit von 50 cm.

2. am Drasenberg in dem großen Bruch vor dem Hundsgraben (der Eisenbahneinschnitt der oberen Schleife). Hier ist die Mächtigkeit über 100 cm. Die Bänke sind scharf voneinander getrennt. Es lassen sich auch die eingangs erwähnten Konglomeratbänke feststellen. Die erste Konglomeratbank setzt etwa 9,5 cm über der Grenze ein.

Das Profil zeigt:

65 cm	Wellenkalkbänke, fest verbacken.
94 cm	I. Konglomeratbank mit kleinen Konglomeraten.
0,3 cm	Tonlage.
3 cm	II. Konglomeratbank, gleicher Ausbildung.
0,5 cm	Tonlage.
12 cm	III. Konglomeratbank, Grundmasse braun bis grau.
0,2 cm	Tonlage.
3 cm	I. blaue Wellenkalkbank.
0,3 cm	Tonlage.
22 cm	II. graubraune Kalkbank.
0,5 cm	Tonlage.
12 cm	III. feste braune Kalkbank.
0,5 cm	Tonlage.

Wie sich aus dem Profil ergibt, handelt es sich um einen dreifach unterbrochenen Wechsel der Konglomeratbänke und daran anschließend nochmals wieder dreimal unterbrochenen Wechsel einer konglomeratfreien Ausbildung, die einen allmählichen Übergang von reinem blauen Kalk nach bitumenreicher Ausbildung zeigen.

3. Unterhalb des Kalkbruches am Habertshof am Bahngeleise nach Elm. 60—80 cm gelber Grenzkalk.

4. in Bellings vorhanden, aber verschüttet.

5. Steinau, im Privatbruch Eberling. Die Bänke waren hier ungefähr 1 m stark und wurden im Auftrag der Höchster Farbwerke abgebaut und dort zur Ockerherstellung verwertet.

6. Steinau; der große Gemeindebruch am Weinberg zeigt aufgeschlossen über 1 m starke Ausbildung, doch ist sie noch weiter in die Tiefe zu verfolgen. Zwei Konglomeratbänke von zusammen 70 cm sind auch vorhanden. Der Abstand von der Grenze ist 14 m. Diese Bänke lagern in einem Gesamtpaket von 230 cm eingebacken.

7. Die Weiße Wand im Steinaubachtal auf der linken Uferseite, ungefähr 1,5 m Mächtigkeit mit starker lokaler Wabenbildung, ähnlich der der Buntsandsteinbänke.

8. In Weiperz mit einer Mächtigkeit von 70 cm.

Daraus ist ersichtlich, daß die Schwankungen ziemlich groß sind. Die Ausbildung ist in allen Vorkommen ähnlich. Es ist ein dichter massiger Kalkstein von scharfem Bruch, ziemlich rauher Oberfläche, der anscheinend völlig fossilfrei ist. Dies stimmt so ziemlich mit den übrigen Vorkommen überein. Wenn dagegen Sandberger für den Wellendolomit ein vollständiges Fossilverzeichnis angelegt hat, so muß dabei berücksichtigt werden, daß er ja die angrenzenden Mergelpartien, die als stärker marin beeinflußtes Material mehr Fossilien führen, hinzurechnet. Das Gestein ist sehr dicht und feinkörnig. Der Bruch ist muschelig. Zellige Ausbildungen, wie sie in den anderen Vorkommen zum Teil auftreten, konnte nicht festgestellt werden. Die Farbe ist durchgehend ockergelb. Manchmal ließ sich feststellen, daß die petrographische Ausbildung nicht gleichmäßig auf denselben Horizont beschränkt blieb. So bei Wahlert in dem Kalkbruch am Ausgang des Ortes auf der Ostseite. Hier geht ein Schichtpaket von 80 cm, das anfänglich reine blaue Kalke zeigt, nach knapp 3 m seitlicher Entfernung in vollkommen gelbe Bank über, wird kalkärmer und dolomitähnlicher. Die hangenden wie liegenden Schichten zeigen keinerlei Anzeichen einer Magnesiumanreicherung. Im Gegenteil, sie sind stark gestaucht, was ihren tonigen Gehalt zur Zeit ihrer Bildung beweist und ebenso die Behauptung, daß die Umwandlung in gelbes Gestein nur an rein kalkige oder mindestens sehr tonarme Gesteine gebunden ist, rechtfertigen würde. Erwähnt mag noch sein, daß von H. Fischer durch chemische Analysen die falsche Auffassung der Bezeichnung Dolomite belegt wurde. Damit wird also, wie bereits vorhergehend von Frantzen gesagt, eine petrographische Parallelisierung dieser Bänke, (wie sie Sandberger ehemals durchführte), die also nur an Hand des Magnesiumgehaltes gemacht wurde, hinfällig.

Allgemein gilt bei durchgehender Horizontierung, daß diese gelben Bänke in Thüringen ihr Maximum erreichen und, wie Henkel angibt, „zwischen Laucha und Freyburg a. U. auskeilen". Bei Eisfeld südöstlich von Meiningen erreichen die Bänke, wie bereits angegeben, 3,5 m Mächtigkeit.

In dem hier bearbeiteten Gebiet ist eine Bank in geringem Abstand über den Grenzkalken besonders auffällig. Ihre Ausbildung ist folgende: Bei fast vollkommen ebener Lagerung zeigt die Bank eine einheitliche dunkelblaue Grundmasse, in die ganz selten einmal kleine rostige Teilchen eingestreut sind. Sie ist ganz fossilfrei und wird in den Steinbrüchen als fester Baustein verarbeitet. In fast jedem Aufschluß ist sie festzustellen, wie aus folgender Tabelle hervorgeht:

Ort	m über Grenzkalk	Mächtigkeit cm
Ebertsberg	7 m	30 cm
Brandenstein	8 m	25 cm
Drasenberg großer Bruch	6 m	25 cm
Drasenberg Bruch am B. W.	?	26 cm
Bellings Stadtberg	6,5 m	30 cm
Steinau (Bruch Eberling)	?	20 cm
Steinau Weinberg	5 m	23 cm
Kressenbach Schmidtmühle	?	20 cm
Kressenbach Weinberg	6 m	18 cm
Weiße Wand	etwa 3 m	18 cm
Schlüchtern Bahnh.	?	16 cm

In dem großen Steinbruch am Weinberg in Steinau ist diese „Dicke Bank" besonders gut aufgeschlossen. Der Boden des Bruches liegt in der Höhe der gelben Grenzkalke. Diese „Dicke Bank" hebt sich schon durch ihre Mächtigkeit von den übrigen Horizonten ab. Auch die einheitliche petrographische Ausbildung unterscheidet sie noch durch den Farbkontrast von den Nachbarbänken. Da sie weder an der Hangend- noch Liegendgrenze Fossilhorizonte führt, ist sie nur durch den petrographischen Charakter zur Horizontierung geeignet.

2. Die Schichten von den Grenzkalken bis zu den Oolithbänken einschließlich

In diesen Abschnitt fallen fast alle hier bearbeiteten Muschelkalkvorkommen, da die meisten nur noch bis zu den Oolithbänken vorhanden sind. Dies mag wohl darin begründet sein, daß vermöge ihrer Härte die Oolithbänke am längsten der Abtragung widerstanden haben.

In diesem Bereich finden sich die mannigfachsten Erscheinungsformen des Wellenkalkes, auf die in Teil E unter Lithogenesis näher eingegangen wird. Der ganze Abschnitt zwischen den Grenzkalken und den Oolithbänken hat seine größte Mächtigkeit im Nordosten. Eine allmähliche Abnahme erfolgt nach Süden und Westen zu. Die größte Mächtigkeit ist mit 37 m (Durchschnittsziffer) anzusetzen und das Auskeilen dieses Abschnittes erfolgt an der Tauber. Der Neigungswinkel ist natürlich sehr gering. Vollrath gibt an, daß auf 115 km bei einer Durchschnittsmächtigkeit von 37 m der Winkel nur ein Grad betragen kann. Örtlich wird er im Süden gegen das Auskeilen zu eine Kleinigkeit ansteigen, doch bleibt er immer in so kleinen Grenzen, daß eine Bestimmung im einzelnen Aufschluß nie möglich war, so daß die Bänke überall horizontal erscheinen.

Die Bänke dieses Abschnittes sind nach Thüringen zu mehr mit oolithischen Zonen durchsetzt, während sie nach dem Main zu immer konglomeratreicher werden. Vollrath sagt auch, daß genau entsprechend dieser Beobachtung nach Süden zu eine Abnahme der *Lamellibranchiaten* und eine Zunahme der *Crinoiden* auftritt. Die eingelagerten Fossilbänke lassen keinen

klaren Schluß auf den Charakter des Muschelkalkmeeres im einzelnen ziehen. An besonders hervorgehobenen Fossilbänken ist, wie von Seyfried schon in den Erläuterungen zu Blatt Schlüchtern angibt, die *Dentalien*bank (bei Schloß Brandenstein mit *Dentalium torquatum*) zu nennen.

Der Steinauer Bruch zeigt, wie wenig sich die einzelnen Bänke voneinander abheben. Nur in den unteren Partien ist die hier so benannte „Dicke Bank" und am oberen Rande des Bruches eine Zone mit Konglomeratbänken zu sehen. Die Größe des Bruches zeigt die Einförmigkeit der Ausbildung. Allein die Feinstratigraphie läßt mehr Einzelheiten in Erscheinung treten, doch sind dies dann alles rein lokal auftretende Ausbildungen, die zu Vergleichszwecken nicht geeignet sind.

Die Oolithbänke

Die Oolithbänke stellen festgepackte Abschnitte dar, die meist von einer hellen Bank unterlagert sind. Da sie im Vergleich zu den übrigen Wellenkalkbänken besonders hart sind, treten sie morphologisch als Gehängekanten auf und wo sie schon abgetragen wurden, sind sie noch als Lesesteine vorzufinden. Die Bänke ziehen sich gemäß den Hängen auf Blatt Steinau von Südwesten nach Nordosten. In der kleinen Muschelkalkscholle bei Wahlert und Eckardroth ist von diesen Bänken nichts festzustellen. Erst mit dem Zug, der vom Streuflingskopf ununterbrochen in der angegebenen Richtung bis nach Breitenbach führt, tritt die Oolithbank α auf. Fundpunkte in diesem Kalkzug sind: am Südabhang des Katzensteins auf der rechten Straßenseite nach Romsthal, nordöstlich von Marborn auf dem Weg zur Mauseller, im Ulmbachtal an der Wegkreuzung Ulmbach—Sarrod, im großen Gemeindebruch von Steinau, in dem kleinen Bruch östlich davon (bei dem Kalkofen), nördlich am Eingang zur Teufelshöhle im Steinaubachtal, in der „Schlucht" bei Breitenbach; auf dem südlichen Ufer der Kinzig im Bereich des Blattes Steinau findet sich nur ein kleines isoliertes Vorkommen auf der Kuppe des Bellingerberges. Dort sind die Schichten derartig verworfen, daß eine genaue stratigraphische Untersuchung nicht möglich war. Im südöstlichen Teil des Berges hat die Staatsförsterei einen neuen Bruch eröffnet, der zur Beschotterung der Wege rund um den Bellingerberg ausgebeutet wird. Es waren dort nur zwei Lesesteine festzustellen, die das Vorhandensein einer Oolithbank wahrscheinlich machen.

Im Bereich des Blattes Schlüchtern sind durch die zahlreichen isolierten Muschelkalkreste keine zusammenhängende Züge vorhanden. Ein größeres Gebiet erstreckt sich südlich des Drasenberges bis an die Kehrschleife der Bahn nordöstlich von Elm und wird durch eine Verwerfung gegen den Basalt des nördlichen Landrückens abgegrenzt. Hier zeigt die Kartierung von v. Seyfried keinerlei Anzeichen einer Oolithbank. Dagegen fand ich in der Nähe des oberen Eisenbahngleises, das in den Kalk eingeschnitten ist, mehrere sichere Anzeichen des Vorhandenseins einer solchen Bank. Auf dem südlichen Ufer des Elmbachtales setzt die Oolithbank α wieder ein und zieht rund um den Ebertsberg (im nördlichen Teil durch eine kurze Partie tertiärer Sedimente unterbrochen). Der wichtigste Aufschluß liegt in der Erosionsrinne, die am Südausgang des Ebertsberger Tunnels nach Ostnordosten zieht. Die Oolithbank α wird von einer ungefähr 1 cm mächtigen sehr hellen glatten Kalkbank

überlagert. Die Oolithbank selbst ist 25 cm stark und geht ganz allmählich in immer reinere, oolithfreiere Kalkbänke über.

Außerdem läßt sich noch in dem Bruch bei Schloß Brandenstein auf dem Weg nach Hutten zu durch Lesesteine die Fortsetzung dieses Vorkommens nachweisen. Die einzelnen isolierten Muschelkalkfetzchen im nördlichen Bereich des Blattes Schlüchtern, wie Weinberg bei Elm, der Giebel bei Schlüchtern, Gerlings-, Neu- und Hauberg südlich des Ebertsberges liegen alle unterhalb der Zone der Oolithbänke. Auch in den langgestreckten Zügen südlich Ramholz (Kindsberg, Allmächtigerberg, Taubenkuppe, Langer- und Senseberg, Stephanskuppe, sowie die Abhänge der Ruine Steckelsburg) fehlen diese Bänke. In dem Gebiet südlich der Kinzig auf Blatt Schlüchtern sind wieder ausgedehntere Vorkommen vorhanden, jedoch ist die Oolithbank α nur an zwei Stellen nachweisbar. Am Weinberg südöstlich von Bellings lassen sich in dem neuen Aufschluß zwei Oolithbänke anstehend nachweisen, so daß gerade hier, im Gegensatz zur Kartierung v. Seyfried, ein wichtiger Aufschluß vorhanden ist. Es sind zwei Bänke, die durch eine harte blaue Kalkbank von 5 cm Mächtigkeit getrennt sind. Die untere stärkere Bank ist 29 cm mächtig, wogegen die obere nur noch 2 cm aufweist. Als Abschluß nach oben folgen mehrere bis zu höchstens 2 cm starke harte blaue Kalkbänke, in einem Block von 22 cm fest verbacken. Anstehendes fand sich also nur an zwei Punkten:

1. am Weinberg bei Belling mit zwei voneinander getrennten Bänken und
2. im Graben südlich des Ebertsberges bei Brandenstein mit einer einzelnen Bank.

Der Abstand von den Grenzkalken ist bei beiden ungefähr der gleiche. Am Ebertsberg ist der Aufschluß mehrmals (4 mal) unterbrochen. Doch läßt sich ungefähr angeben, daß diese Bänke auf alle Fälle weit über 30 m von der Rötgrenze entfernt liegen. Im Aufschluß bei Bellings sind 17 m aufgeschlossen, in die jedoch zwei Lücken von 5 und etwa 7 m einzugliedern sind. Die Entfernung ist mit etwa 30 m anzusetzen. Alle anderen Vorkommen sind nur durch Lesesteine zu belegen, da die Hänge meist durch Vegetation oder Schutt vollkommen verdeckt sind.

Es ist wohl kaum ein Problem so reichlich bearbeitet worden, wie die Frage der Oolithbildung. Da sie fast in allen Formationen auftreten und ihre Entstehung rezent nur noch in ganz geringem Ausmaße zu beobachten ist, so mußte bei der Mannigfaltigkeit der Erscheinungsformen auch die Anzahl der Entstehungstheorien recht zahlreich werden. Heute läßt sich sagen, daß das Problem insoweit gelöst ist, als klar zwischen zwei grundverschiedenen Entstehungsarten unterschieden wird (Fe- und Ca-Oolithe), wobei scharf ausgedrückt werden muß, daß die Ausbildung, die auf rein organischen Ursprung zurückgeht, nicht zu den Oolithen gerechnet werden darf. Es sind also alle Auffassungen, angefangen von Ehrenberg 1854 über Frantzen 1887 und Rothpletz 1892 bis zu Kalkowsky 1908 nur als Auffassungen anzusehen, die zwar für ihren speziellen Sonderfall Gültigkeit haben, aber als Lösung des eigentlichen Oolithproblems nicht in Frage kommen.

Die typischen Kennzeichen der Oolithe sind kugelige bis walzenförmige Körperchen, die einen radialen oder konzentrisch-schaligen Aufbau zeigen und


POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

daher ihrer Entstehung nach auf rein organischen Ursprung zurückgehen, d. h. als eine chemische Abscheidung im Meerwasser um einen beliebigen Kern angesehen werden müssen, die durch Absatz auf großräumigem Gebiet weit verbreitete Bänke geschaffen haben. Daß bei diesem Prozeß auch Mikroorganismen von diesem Vorgang betroffen werden und so doch teilweise am Aufbau beteiligt sein können, beeinflußt diese Auffassung nicht, da ja das Gestein vorwiegend ohne Organismen entstanden ist.

Die tiefere See ist nicht zur Bildung dieser Gesteinsart geeignet, und es bleibt daher als besonders günstiges Gebiet nur die ruhige Flachsee übrig, die für die Art des Muschelkalkmeeres als vorwiegend hemipelagische Ablagerung charakteristisch ist.

Es soll unter Ooid ein kugelig-konzentrisch schaliges Gebilde verstanden werden, während mit Oolith das aus Ooiden zusammengesetzte Gestein bezeichnet werden muß.

Durch Lesesteine belegte Vorkommen von Oolithbänken (bzw nur Oo α):

I. Im Bereich von Blatt Steinau.

1. Katzenstein (Weg nach Nordosten).
2. Marborn (an der Anhöhe am hinteren Ortsausgang).
3. im Ulmbachtal (an der Wegkreuzung Sarrod-Ulmbach).
4. Steinau (großer Gemeindebruch).
5. bei der Teufelshöhle (Steinaubachtal).
6. Hölle (nördlich von Kressenbach).
7. Weinberg bei Kressenbach.
8. Am Ziegenstrauch (Bachbett).
9. Im Buchgraben (jedoch hier vielleicht in höhere Abschnitte gehörend, da Verwerfung).
10. Bellingerberg (Bruch der Staatsförsterei).
11. Weiße Wand (linkes Steinaubachtal).

II. Im Bereich von Blatt Schlüchtern.

1. Am Drasenberg (am Bahnwärterhaus nach Elm) unteres Gleis.
2. Drasenberg (oberes Gleis vor dem alten Steinbruch).
3. Weinberg südlich des Drasenberg (zu Elm gehörend).
4. bei Hohenzell.

Die Ausbildung der Oolithbänke

Bei den meisten Oolithen sind die Ooide so stark vorherrschend, daß eine vorwiegend körnige Struktur festgestellt werden kann und das Bindemittel sehr in den Hintergrund tritt. Die Ooide sind fast durchgehend von gleicher Größe und rein kristallin ausgebildet. Die Körnchen sind von unregelmäßiger Ge-

stalt und intensiv mit Eisenocker gefärbt, so daß der Kern als reines Ockerklümpchen erscheint. Die Körnchen sind stellenweise so dicht, daß die Kalksteinmasse des Bindemittels kaum vorhanden ist. Die Form der Ooide ist sehr verschieden. Es können runde und eckige kompakte im Gegensatz zu den Hohlformen unterschieden werden. Unter den gerundeten Kompakten gibt es radiale, elliptische und linsenförmige Ausbildungen. Ein Sonderfall bei den runden Ooiden sind solche, die wohl ehemals durch Zweiteilung eines runden Ooids entstanden sind und halbmondartige Formen aufweisen. Von den eckigen kompakten Ooiden lassen sich stäbchenartige, rechteckige, drei-, vieleckige Formen unterscheiden. Die Hohlformen sind meist als Kreisringe im Schliff ausgebildet, oder es sind Relikte dieser Form, d. h. sie treten als sichelartige Gebilde in Erscheinung. Die Farbe der Oolithe schwankt zwischen rotbraun bis gelb und ist abhängig von dem prozentualen Vorherrschen der rostfarbigen Ooide, so daß in den Extremfällen die Farbe des Bindemittels vorherrschen kann, d. h. gelblich bis bräunlich, sowie bei Vorherrschen der Ooide die Farbe zwischen rostbraun und fast rot schwanken kann. Die Größe der Ooide ist fast durchweg gleich; die Schwankung der Größenverhältnisse ist gering und bewegt sich max. bis zu 1,5 mm. Es sind also die Kalkoolithe als primäre Bildungen anorganischer Meeresablagerungen in konzentrisch-schaliger, radialfaseriger sowie granosphärer Ausbildung anzusehen. Eine Unterscheidung zwischen massigen Ooiden als Gebilde einer Entstehung ohne Kern sowie zwischen sogenannten Kernooiden aus konzentrischen Niederschlägen um einen Fremdkörper läßt sich durchführen. Die Kernooide lassen noch Fossilooide und azoische Ooide unterscheiden, wobei die Entstehung durch Fossillien und Fossiltrümmer im Hinblick auf die Gesamtausbildung zurücktritt.

Als Fossilreste sind Stielglieder mit ihrem Kanal deutlich erkennbar. Ebenso sind in vielen Fällen Schalenreste festzustellen, deren Identifizierung meist unmöglich ist. Besonders auffällig sind die in einzelnen Schliffen der Drasenberger Lesesteine vorhandenen Gebilde, die eine Gitter- und Netzstruktur aufweisen. Es sind winzige, im Längsschnitt rechteckige und im Querprofil radiale Formen, die sehr große Ähnlichkeit mit dem Aufbau schwammiger oder korallenähnlicher Gebilde haben. Es lassen sich klar Pfeiler und Leisten unterscheiden und Interlamminarräume sind durch Calcit ausgefüllt. Da bereits ähnliche Gebilde vom Weinberg bei Bellings von Leuchs als *Sphäractinia kinzigensis* beschrieben worden sind, liegt die Vermutung nahe, daß es sich um eine ähnliche Erscheinungsform handelt. Das einzige Gegenargument ist die außerordentlich kleine Ausbildung der Form, da die bisher bekannten *Sphäractinia*-Vorkommen weit größere Ausmaße aufweisen. Das von Leuchs beschriebene Exemplar ist in ziemlich reinen grauen Kalk eingebacken, während die von mir beobachtete Bildung als Einlagerung in eine Oolithbank vermuten läßt, daß es sich um einen Fossilrest handelt, der von der Brandung aufgearbeitet in ruhigerem Wasser zum Absatz gekommen ist und so in einer Oolithbank verfestigt wurde.

3. Die Abschnitte über den Oolithbänken

Ihr Vorkommen ist nirgends vollständig aufgeschlossen. Die Kartierung v. Seyfried zeigt zwar sehr viel charakteristische Ausbildungstypen, die jedoch anstehend nicht nachzuweisen sind und wohl lediglich an Hand gewisser Grenzhorizonte konstruiert sind.

An Hand von Lesesteinen läßt sich aber in einzelnen Fällen vermuten, daß diese Gesteinsausbildung auch so vorhanden ist, wie sie kartiert wurde. So bei Hohenzell Reste von *Terebratel*bänken (am Kelterberg). Die Profilaufnahme im Bruchgraben zeigt die höheren Abschnitte, deren Stellung zu den übrigen Profilen aber nicht festzulegen ist, da zu wenig Parallelen vorhanden sind und das Profil zu oft unterbrochen ist. Die einzelnen kleinen Fetzchen in den Gräben von Neuengronau und Mottgers bringen nur so kleine Partien herauf, daß sie auch nicht brauchbar sind.

Folgende Übersicht über die Leitlinien soll zeigen, inwieweit die wenigen sicheren Aufschlüsse sich zur „Stratigraphischen Parallelisierung" verwerten lassen:

Überblick über Vergleichsmöglichkeiten mit den Nachbarprofilen

Grundsätzlich läßt sich sagen, daß eine ähnliche Ausbildung wie die Meininger Fazies feststellbar ist. Es sind die gelben Grenzkalke vorhanden, und diese sind genau wie in Thüringen nicht dolomitisch ausgebildet. Die Farbe und petrographische Ausbildung der Grenzkalke ist die gleiche wie dort. Ebenfalls lassen sich in der Nähe der gelben Grenzkalke die typischen Konglomeratbänke feststellen. Der Abstand dieser Konglomeratlagen ist ziemlich schwankend und es läßt sich nicht wie für Thüringen eine feste Durchschnittsziffer angeben. Folgende Tabelle zeigt den Vertikalabstand von der Rötgrenze:

Vorkommen der Konglomeratbänke und deren Abstand von der Rötgrenze

Vorkommen	Mächtigkeit	Abstand v. d. Grenze
1. Steinau Weinberg	70 cm	ca. 14 m
2. Weiße Wand	a) ca. 2 m	ca. 14 m
Weiße Wand	b) 1,5 m	ca. 22 m
3. Kressenbach Weinberg	1,5 m	ca. 24,5 m
4. Drasenberg Gr. Bruch	a) 64 cm 3 cm 12 cm	ca. 9,5 m
	b) 21 cm	kl. wenig gerollte Kongl. 3,85 m über a)
	c) ca. 1,5 m (kl. Kongl.) 0,9 m (gr. Kongl.)	gr. stark gerollte Kongl.) ca. 5 m über b)
5. Ebertsberg Brandenstein	a) 30 cm (kl. eckig)	ca. 15 m
	b) 30 cm (in welligen Lagen)	Höhe des Bahngleises
	c) 60 cm (stark gerundet)	ca. 17 m über b)

Vorkommen	Mächtigkeit	Abstand v. d. Grenze
6. Buchgraben	a) 15 cm (toniges Bindem., kl.. eckig, Lesestein) b) ? cm (mergel. Bindem., kl.. eckig) c) 17 cm (leicht oolithisch, m. Terebrateln)	Lage im Profil nicht feststellbar

Die Zwischenschichten von den Grenzkalken bis zu den Oolithbänken sind ungefähr 30 m, was ebenfalls gut mit der Thüringer Ausbildung übereinstimmen würde. Aus dem Profil läßt sich nicht entnehmen, daß sich das Vorkommen in der Nachbarschaft einer Barre oder eines Uferrandes befindet. Wenn Vollrath angibt, daß die Würzburger wie auch oberpfälzische Ausbildung Barrennachbarschaft angeben, so kann dies hier nicht festgestellt werden. Es tritt lediglich die normale Abnahme nach Süden und demgemäß ein Verringern des Zwischenmittels ein.

Auszug der wichtigsten Profile

Verzeichnis der Profile

1. Steinau, Weinberg, Bruch Eberling.
2. Steinau, Weinberg, Großer Bruch.
3. Steinaubachtal, Weiße Wand.
4. Kressenbach, Weinberg.
5. Drasenberg, Großer Einschnitt an der Bahn.
6. Ebertsberg.
7. Brandenstein.
8. Bellings, Stadtberg.
9. Steinaubachtal, Buchgraben.

Profile von den Grenzkalken bis zu den Oolithbänken

1. Steinau, Weinberg, Bruch Eberling

Fallen 7° N, Streichen 220° SW—NO. Die gelben Grenzkalke sind abgebaut (nach Angabe des Bruchbesitzers früher an die Höchster Farbwerke versandt zur Ockerherstellung).

Lücke (1,5—2 m über Rötgrenze).

12	cm	tonig plattige Lagen, kalkig, graugrün, weich bis 0,5 cm stark.
18	cm	desgl., nur fester verbacken.
2	cm	harte graue Kalkbank.
40	cm	bis zu 1 cm starke grau-gelbe Kalklagen, fest verbacken mit *Rhizocorallium*.

45 cm	leicht verwitterbare tonig-kalkige Lagen, zum Teil sehr locker.
5 cm	harte Bank, blau-grau, Kalk, leicht verrostet.
3 cm	desgl.
1 cm	graue Tonlage.
14 cm	harte Kalkbank, blau-grau.
66 cm	verfestigte Kalklagen, allmählich in tonige Platten übergehend.
10 cm	grau-grüne tonige Lagen, plattig dünn.
7 cm	desgl., aber verfestigt.
8 cm	feste Kalkbank verrostet.
35 cm	wellige Kalkbänke, mit *lima lineata,* locker, verbacken bis 2 cm.
3 cm	harte feste Kalkbank.
3 cm	desgl.
90 cm	glatte Bänke, flach, grau, dünnplattig, bis gelblich.
35 cm	wellige, kalkig-tonige Bänke, aufgelockert, ca. 1,5—2 cm stark.
50 cm	wellige kalkige Bänke, stark verfestigt, nach oben zu immer lockerer, dünnplattiger und toniger, Diskordanz!
7,5 cm	harte blau-graue Kalkbank, leicht verrostet.
1 cm	graue tonige Lage.
6,5 cm	gelbe kalkige feste Lage.
24 cm	wellig kalkig-tonige Lage, grau-grün, stark verlehmt.
1,5 cm	harte Kalkbank.
15 cm	tonig welliger Kalk, stark aufgelockert.
3,5 cm	harte Kalkbank, verrostet.
130 cm	dünnplattige, tonige, grau-grüne Kalke, *lima striata.*
70 cm	bis zu 2 cm starke Kalkbänke, grau bis grün, stark verwittert, *lima.*
2,5 cm	harte Kalkbank, grau bis blau.
68 cm	wellige feste Kalkbänke, gut verfestigt, blau-grau.
1,5 cm	gelbe tonige Lage.
58 cm	feste gebankte Platten, ca. 1,5 cm, fest verbacken.
220 cm	ganz dünne wellige Kalkbänkchen, grau-grün, stark verwittert, zerfällt sehr leicht, *lima.*
ca. 4 cm	mächtige feste Kalkbank mit viel Fossilresten. Die Bank setzt ganz plötzlich scharf ab. Dagegen weiter westlich, in den 220 cm eine feste Kalkbanklinse, maximal 5—6 cm mit Fossilresten, stark verrostet. Ganz am westlichen Ende des Bruches in den 220 cm folgende Lagerung: drei kleine Mulden stoßen in einem Punkt zusammen. Die Bänkchen 3 cm stark. Stauchung.
240 cm	flach gebankte wellige Kalkbänke von maximal 2 cm Mächtigkeit, eingeschaltet linsenartig rostige Kalklagen, sehr fest, wo aber angewittert, dort reichlicher eisenhaltiger Grus.
90 cm	mehrere dicke Kalkbänke, maximal 20 cm stark, aber aus einzelnen Wellenbänken zusammengesetzt.
70 cm	dünne, flache grau-grüne Kalktonlagen, zum Teil stärker tonig, dann angewittert.
14 cm	Kalkbank in einem Stück, rostig.
150 cm	Knollenkalke mit Fossilresten.
110 cm	festgebankte harte Kalkbänke, blau-grau.
220 cm	feste gebankte Wellenbänke, mit Löchern und Poren, starke Kalkspatausfüllung.

ca. 300 cm schlecht aufgeschlossen, Wellenkalke mit *lima*, zum Teil schon oberste Grenze des Bruches.
Keine Oolithreste gefunden.

2. Steinau, Weinberg, Großer Bruch

Gelbe Grenzkalke über 3 m geschätzt, nicht aufgeschlossen.

Fallen 9° Nord-West, Streichen 280° West—Ost.

über 100 cm aufgeschlossen gelbe Grenzkalke, braust schwach.
50 cm feste Kalkbänke aus dünnen Platten von maximal 8 cm Stärke, blau-grau, sehr hart.
26 cm eine feste harte Kalkbank, blau-grau.
3 cm dünne tonig-mergelige Lage.
5 cm feste Kalkbank, blau-grau, etwas rostig.
28 cm dünne tonige, grau-grüne Lagen zu einer festen Bank verbacken.
0,5 cm tonige Lage.
40 cm wellige Bänke, grau-grün, fest.
1 cm fester Kalkstein, blau.
24 cm dünne Kalkplatten, fest, grau.
8 cm tonige Platten, grau-grün.
5 cm feste Kalkbank.
6 cm desgl.
47 cm wellige, plattig-dünne Lagen bis 0,3 cm stark, zum Teil sehr locker.
4 cm feste Bank, blau-grau.
46 cm bis 3 cm starke Kalkbänkchen, nicht verfestigt.
6 cm feste Kalkbank.
28 cm dicke Kalkbank, blau-grau, rostig.
5 cm feste Kalkbank.
12 cm dünne tonige Plättchen, grau-grün, locker.
24 cm desgl., aber verfestigt eine Bank.
66 cm desgl., wieder locker bis 1 cm stark, grau-grün.
8 cm eine harte Kalkbank, grau.
86 cm Wellenbänke, fest, bis 2 cm stark, blau-grau.
6 cm grüne tonige Lage, locker, ganz dünne Plättchen.
68 cm dicke Bänke, bis 15 cm stark, blau-grau, einzeln.
130 cm grau-grüne Plättchen, locker, leicht verwittert, nach 16 cm eine 1,5 cm starke harte rostige Kalkbank, fest.
75 cm wellige Kalkbänke, bis 1,5 cm stark, verfestigt.
7 cm starke feste Kalkbank.
80 cm wellige Kalkbänke, bis 1,5 cm stark, verfestigt.
160 cm dünnplattige Knollenkalke, leicht verwittert.
220 cm dünnplattige Kalksteinbänke, ca. 2 cm, verwittert, schwach verkittet.
7 cm eine feste Kalkbank.
230 cm Knollenkalke, locker wellig.
Darin ca. 70 cm zwei Konglomeratbänke aus Knollenkalken allmählich entstehend und wieder darin übergehend.
ca. 200 cm plattige dünne Kalkbänke, fest verbacken, ein Block.

über 200 cm desgl., stärker aufgelockert.
Verwitterungsdecke.
Bruch über 20 m.
Nach ca. 30 m Reste einer Oolithbank als Lesestein.

3. Steinaubachtal, Weiße Wand

Das Profil setzt ca. 6 m über dem Bachbett ein. Die Grenze durch Schutt verdeckt.

ca. 150 cm gelbe Grenzkalke, darin enthalten starke Wabenbildung (ähnlich dem Buntsandstein).
15 cm gelbe Grenzkalke, ohne Verwitterungserscheinung.
16 cm grau-gelbe tonige Kalklagen, glatt.
6 cm feste Kalkbank.
30 cm zum Teil feste, zum Teil lockere glatte graue mergelige Kalke.
15 cm stark tonige Lagen mit viel Stauchungen, grau-gelb, locker.
Verwerfung. Sprunghöhe 15 cm.
20 cm feste zum Teil dünne Bänke, grau, fest gepackt, Mergelkalke.
18 cm feste Bank, blau-grau, Kalk glatt.
14 cm desgl.
60 cm graue mergelige Lage, ein Block.
80 cm desgl.
10 cm eine feste rostige Kalkbank.
200 cm lockeres hellgraues Material, mergelig.
ca. 600 cm noch weitere kalkig mergelige Lagen, sehr wellig, typischer Wellenkalk, etwas knollig, ziemlich fest.
Darin weit vorspringend eine ca. 4 m hohe Kanzel herausgewittert.
Fortsetzung: Profil von oben aufgenommen.

„Kanzel":

ca. 200 cm über der Kanzel.
200 cm ca ? cm Konglomeratbank, grau, locker, Handstücke: Bindemittel grau, Konglomerate selbst klein, nur zum Teil gerollt.
20 cm flache Bänke, Kalk wellig.
15 cm desgl. ein Block.
30 cm kleine Plättchen, ca. 2 cm stark, ein Block.
12 cm flache Kalkbänke, wellig.
300 cm desgl., weniger gewellt.
7 cm feste Kalkbank, rostbraun, glatt, reine Oolithe.
400 cm flache Kalkbänke, grau, leicht gewellt.
14 cm feste Bänke, glatt, rostbraun.
Lücke.
150 cm Konglomeratlagen, grau, locker, tonig.
ca. 100 cm wellige graue tonige Lagen, stark gestaucht (bis 10 cm Wellenabstand).
ca. 200 cm Lücke verdeckt.
12 cm ein Block, eine feste rostig-braune Kalkbank.

4. Kressenbach, Weinberg

Fallen 10—12° West, Streichen 170° Süd.
Etwa 5 m über dem Bachbett beginnend.
22 cm feste Kalkbänke, rot-blau, ein Block, glatt.

25	cm	mehrere bis maximal 2 cm starke Einzelbänkchen, tonig, grau, aber fest, glatt.
40	cm	ein Block, aus einzelnen tonigen Lagen bestehend, glatt.
20	cm	Übergangszone, unregelmäßig, wellige Lagen, Einzelbänkchen, tonig, grau, fest.
18	cm	dicke Kalkbank, rost-braun, fest, glatt, Fallen 10^0 Südwest, Streichen 170^0 Süd.
25	cm	tonige Bänkchen, ein Block, glatt.
20	cm	desgl., wellige Lagen, ganz dünn.
3	cm	feste Kalkbank, blau, glatt.
90	cm	tonige graue Lagen, flach, dünn.
20	cm	feste Kalkbänke, ein Block, glatt, rostig-blau.
200	cm	tonige, glatte, graue Kalklagen, dünn, bis 1 cm.
20	cm	desgl.
12	cm	feste Kalkbank, glatt, rotbraun, fest.
90	cm	lockere dünne Kalkplatten, grau-braun.
8	cm	feste Kalkbank.
120	cm	lockere dünne Kalkplatten, grau-braun.
ca. 500	cm	Lücke, verschüttet (Material nur dünne mergelige Kalkplatten, wahrscheinlich keine festen Bänke, da morphologisch kein Geländeknick.
55	cm	dünnbankige wellige Kalkbänke, grau.
3	cm	feste Kalkbank, blau-rostig, glatt.
110	cm	dünnbankige Kalklagen, wellig, grau, fest.
30	cm	ein Block, wellige Kalkbänke, grau-braun.
1	cm	Tonlage.
3	cm	wellige Kalke, ein Block.
1	cm	Tonlage.
2	cm	ein Block, wellige Kalkbänke.
17	cm	desgl.
6	cm	desgl.
11	cm	eine feste Kalkbank, fast rost-braun, aber keine Oolithe.
ca. 100	cm	Lücke, Material tonige dünnplattige Kalklagen, grau.
80	cm	bis 1 cm starke wellige Kalkbänke, grau, fest.
90	cm	dünne wellige tonige Kalklagen, sehr locker, grau.
35	cm	ein Block, wellige Kalkbänke, bis 2 cm, fest verbacken, grau.
150	cm	sehr lockere Bänke, dünnbankig, sehr wellig, mit ähnlicher Ausbildung wie die Steinauer Konglomeratbank.
120	cm	Kalke, fest verbacken, grau, bis 2 cm stark, wellig.
350	cm	dünne tonige Plättchen, grau, locker.
25	cm	tonige wellige Bänke, starke Stauchung, vgl. Ebertsberg.
30	cm	tonige Bänke, glatt, grau, locker.
160	cm	sehr wellige Bänke, starke Stauchung, wie oben mit Mulden und Sätteln.
12	cm	feste Kalkbank, blau, ganz glatt.
30	cm	einzelne Lagen dünnbankiger Kalke bis 2 cm.
50	cm	feste verbackene wellige Mergelkalke.
250	cm	zum Teil lockere, zum Teil verbackene graue Kalkbänke, etwas tonig.
ca. 200	cm	mergelige dünnbankige Lagen mit starken Stauchungen (ganz spitze Winkel wie am Ebertsberg).

ca. 200	cm	tonige Lagen, darin enthalten ca. 40 cm gestauchte Lagen (Wellen, Knicke usw.).
über 200	cm	tonige wellige Lagen wie oben.
100	cm	dickbankigere Lagen bis fast 2 cm, glatt, tonig.
		Vereinzelte Oolithreste.
150	cm	tonig-wellige Lagen, locker.
12	cm	ein fester Block, Kalkbänke, fast braun, feine Kristalle ohne Oolithe.
200	cm	graue Gesteine mit verschiedenen Oolithresten von ca. 7—8 cm Stärke, Gestein sehr zerfallen.
über 300	cm	gelb-braune Gesteine, feste Lagen, Kalkmergel.
ca. 30	cm	Verwitterungsdecke.

5. Drasenberg, Großer Einschnitt an der Bahn

Aufschluß vor dem Hundsgraben

über 100	cm	gelbe Grenzkalkbank, scharf gebankt.
40	cm	plattige Kalkbänkchen, braun-gelb, fest, bis 6—7 cm stark, einzeln.
32	cm	wellige Kalkbänke, fest verbacken, grau-braun.
0,5	cm	Tonlage.
18	cm	Kalkbank, fest, blau-rostig.
7	cm	tonige grau-grüne Kalkbank, wellig, locker.
3	cm	feste Kalkbank, blau-rostig.
5	cm	grau-grüne tonige Lage, stark verwittert, weich.
12	cm	ein fester Block, dünne tonige Kalkplättchen, wellig, fest verbacken.
43	cm	wellige Kalkbänkchen, dünn, blau-rostig, fest verbacken.
0,5	cm	Tonlage.
26	cm	Dicke Kalkbank, blau-rostig, fest.
8	cm	dünne tonige Plättchen, locker.
3	cm	feste blaue Kalkbänkchen.
90	cm	flach gebankte grau-grüne-braune tonige Plättchen, unten locker, oben fester.
26	cm	eine feste Kalkbank, grau-braun, aus einzelnen Bänkchen fest verbacken.
16	cm	dünne tonige Bänkchen, locker, fein gebankt.
25	cm	feste braun-rote Kalkbank, ein Block.
		Fallen 6° Nord, Streichen ca. 260° West—Ost.
160	cm	graue tonige Kalklagen, leicht wellig, verbacken.
4,3	cm	feste Kalkbank, braun-grau.
55	cm	feste Bänke, wellig, Kalk braun-grau.
6	cm	gelb-braune Mergelbänkchen.
6,5	cm	feste blaue Kalkbänke.
0,8	cm	Tonlage.
5	cm	feste blaue Kalkbänke.
0,3	cm	Tonlage.
10	cm	feste blaue Kalkbänke.
4	cm	grau-grüne Tonlage, gebankt.
3	cm	feste, wellige Kalkbänke, Wurstelbänke, aber fest, braun.
35	cm	grau-braune tonig-wellige Bänke.
2	cm	feste wellige Kalkbänke.
75	cm	wellige dünnplattige Knollenkalke.

6 cm	feste braune Kalkbänke.
31 cm	tonige glatte graue Bänke, fest verbacken.
38 cm	Wellenbänke, grau, fest verbacken.
2 cm	graue Tonlagen.
3,5 cm	feste Kalkbank, blau.
78 cm	wellige Kalkbänke, braun-grün, verbacken.
10 cm	feste Kalkbank, grau-braun.
0,8 cm	Tonlage.
6 cm	feste Kalkbank, grau-braun.
15 cm	wellige tonige Bank, fast grau.
230 cm	wellige Knollenkalke, unten locker, nach oben zu fester.
4 cm	feste wellige blaue Kalkbank.
65 cm	wellige Kalkbank, fest verbacken.
94 cm	I. Konglomeratbank, kleine Konglomerate, scharf gebankt.
0,3 cm	Tonlage.
3 cm	II. Konglomeratbank.
0,5 cm	Tonlage.
12 cm	III. Konglomeratbank. Grundmasse braun-grau.
0,2 cm	Tonlage.
3 cm	I. Wellige Kalkbank, grau.
0,3 cm	Tonlage.
22 cm	II. Wellige Kalkbank, grau-braun.
0,5 cm	Tonlage.
12 cm	III. Feste Kalkbank.
0,5 cm	Tonlage.
2 cm	Wellenkalkbänke, fest, rot-braun.
22 cm	tonig-wellige Lage, grau-grün.
2,5 cm	Kalkbank, grau-blau, fest.
60 cm	wellig-lockere Kalkbänke, grau-grün.
1,5 cm	Kalk, fest, grau.
145 cm	wellig-lockere Kalkbänke, grau-grün.
1,5 cm	Kalk, fest, blau.
12 cm	wellig-tonige Kalkbank, grau.
90 cm	wenig flache Bänke, grau-grün.
20 cm 30 cm	Konglomeratbänke, kleine Konglomerate, meist gut gerundet.
32 cm	flach gebankte tonige grau-braune Bänke.
2 cm	tonige Lage, fein, grün.
56 cm	wellige grau-braune Bänke, fest verbacken.
4 cm	tonige graue wellige Lage.
15 cm	Kalk wellig, fest, grau.
16 cm	desgl.
5 cm	feste Kalkbank, blau.
0,5 cm	Tonlage.
16 cm	feste Kalkbank, rostig-blau.
25 cm	wellige blaue Kalkbank, fest.
2,5 cm	feste blaue Kalkbank.
50 cm	wellige feste blaue Kalkbank.
100 cm	Knollenkalke, locker, gelb.
60 cm	desgl., aber fest.

120	cm	Knollenkalke, locker.
150	cm	dünnplattige Wellenbänke, fest verbacken, zum Teil sehr konglomeratisch.
90	cm	Wellenbänke, fest, viele Stauchungen, eckige Konglomerate, Spalten mit Gangausfüllungen, tertiäre Bohnerze.
110	cm	desgl.
125	cm	Wellenbänke, grau, dickbankig, bis 3 cm locker.
		Verwitterungsdecke ca. 40 cm.

6. Ebertsberg

Anstieg nach Nord—Nordosten. Weg Punkt 279.

Scharfe Grenze des Röt gegen die gelben Grenzkalke.

max. 50	cm	gelbe Grenzkalke.
200	cm	Lücke.
7	cm	harte feste Kalkbank, rostig-blau.
20	cm	wellige Kalkbänke, fest verbacken, grau.
50	cm	grau-grüne tonige Lage, fest verbacken.
1,5	cm	Kalkbank, grau.
40	cm	desgl., nur lockerer.
2,5	cm	Kalkbank, grau, etwas rötlicher, Fallen ca. 30° West—Südwest.
55	cm	wellige Kalkbänke, fest, tonig, grau.
7	cm	feste Kalkbank, ein Block, glatt, blau.
100	cm	wellige-tonige Bänke, locker, grau-grün.
2	cm	feste Kalkbank, grau.
60	cm	dünne tonige grau-grüne Bänkchen, gepackt.
1	cm	feste Kalkbank, grau, mit Fossiltrümmern.
über 200	cm	dünnplattige wellige Kalkbänke, stark tonig, locker, grau.
60	cm	feste Kalkbänke, verbacken, glatt, braun-grau.
6	cm	feste glatte Kalkbank, blau.
ca. 300	cm	Knollenkalke, locker, grau, wellig. Fallen ca. 30° West—Südwest.
50	cm	wellige Kalke, locker, grau.
150	cm	Lücke.
		ca. 5 m höher Fallen 25° West—Nordwest.
		Lücke.
über 100	cm	Knollenkalke.
30	cm	wellige feste Kalkbänke, grau.
200	cm	Lücke.
ca. 500	cm	nur austretende Knollenkalke.
		Zum Teil kleine Lücken, Fallen ca. 25—30°, West—Nordwest.
ca. 400	cm	Lücke.
100	cm	Knollenkalke mit Diagonalstruktur, vgl. Abb. 3, S. 572.
30	cm	dünnplattige flache Kalklagen, grau.
30	cm	wellige Konglomeratbank, sehr kleine Konglomerate.
		Lücke.

Aufschluß direkt gegenüber Brandenstein.

		ca. 30 cm über dem Wegrand.
über 50	cm	plattige wellige Kalkbänke, fest verbacken, blau, dickbankig, bis fast 10 cm.

60 cm desgl., nur dünnplattig, bis 3 cm.
120 cm Knollenkalke, gelb-grau, locker.
50 cm tonige glatte Lagen, grau-grün, locker.
60 cm Knollenkalke.
90 cm wellige Kalke mit Stauchungen.
120 cm flache Wellenbänke, fest verbacken, grau, ein Block, dünnplattig.
180 cm desgl., nur dickplattig, grau.
40 cm flach gebankte graue Kalke, fest, nach oben zu ca. 10 cm toniger.
5 cm feste Bank, grau mit Schalenresten.
Fallen 6° gegen Norden.
60 cm fester Block Wellenbänke, grau, fest verbacken, hier wahrscheinlich nach oben verworfen.
50 cm Knollenkalke, locker.
25 cm welliger Kalk, wie oben.
Wellige Kalkbänke in höherem Horizont bis zur Tunnellinie.
Lücke.

Auf gleicher topographischer Höhe nach Osten zu neuer Aufschluß. Lücke ca. 30 m.

Neuer Aufschluß nach Osten.

ca. 120 cm Wellenkalkbänke, grau, fest verbacken.
6-7 cm feste Kalkbänke, fest glatt, blau.
Fallen 10° Nord—Ost.
90 cm wellige Kalkbänke, fest verbacken.
150 cm Knollenkalke, fest verbacken.
3 cm feste Kalkbank, glatt.
30 cm mergelige flache Lagen.
ca. 100 cm wellige Bänke, ein Block, fest verbacken, stark gewellt.
200 cm wellige Kalke, fest verbacken.
30 cm eine flache feste Kalkbank aus drei einzelnen welligen Paketen mit eingelagerten Konglomeratbänken bestehend, Falte Abb. 5, S. 576.
ca. 100 cm Knollenkalke.
Verwitterungsdecke. Handstücke: Oolithbank, gelber Kalk (aber kein Grenzkalk).
ca. 15 m über dem letzten Aufschluß.
von oben nach unten.
? cm feste wellige Kalkbänke, grau, bis zu 150 cm.
110 cm flache Kalkbänke, wellig.
60 cm Knollenkalke.
8 cm blaue feste Kalkbänke.
7 cm desgl.
0,2 cm dünne Tonlage.
12 cm blaue feste Kalkbänke, Bruch muschelig.
5 cm desgl.
50 cm flache graue Kalkbänke, 1 Block.
60 cm Konglomeratbank.
20 cm tonige flache Bänke, grau-grün.
ca. 200 cm feste Kalkbänke, blau, sehr fest, einheitliche Farbe.

25 cm
25 cm
25 cm
25 cm } 4 Blocks zu je 25—26 cm, wie oben, fest verbackene Kalkbänke.

Zusammenfassung: Diagonalstruktur.
Wellige Struktur.
Stauchungen.
Eingelagerte Konglomeratbänke.
Knollenkalke.
Starke Tektonik.

Ebertsberger Graben.

Oberstes Profil (mit Oolithbank).

25 cm Verwitterungsdecke.
30 cm wellige graue Kalkbank, fest verbacken.
111 cm Knollenkalke, locker, wellig, grau-braun.
9 cm grau-blaue Kalkbank, glatt.
1,5 cm Tonlage.
7 cm Kalkbank, blau.
0,5 cm Tonlage.
4 cm Kalkbank, braun.
Übergang in einem Stück in grau-braune Bank.
15 cm Kalkbank, grau-braun.
12 cm dünne wellige Kalkbänke, fest, glatt.
30 cm langsamer Übergang in Konglomeratbank (ganz feine Konglomerate, vgl. Handstück).
15 cm reine Konglomeratbank, sehr kleine Konglomerate.
7 cm tonige flache Lage.
0,8 cm dünne harte helle Kalkbank, als Deckfläche über der Oolithbank.
25 cm Oolithbank.
18 cm rostig glatte feste Kalkbank, rauh, angewittert, zum Teil noch wenig Oolithe.
ca. 60 cm feste rostige Kalkbank, blau, fest.

7. Brandenstein

ca. 10—15 m über der Bahn
5—6 m über der Rötgrenze

30 cm tonig wellige Lagen, leicht kalkig.
110 cm grau-braune glatte Kalkbänke, bis 10 cm stark, Bruch scherbig.
190 cm flache tonig-kalkige Bänke, darin zum Teil wellige Texturen innerhalb dieser Bank.
25 cm feste Kalkbank, grau, aus einzelnen welligen Lagen bestehend.
3 cm dünne Tonlagen bis 0,3 cm grau-grün.
2 cm feste Kalkbank, grau, glatt.
4 cm Tonlage, grau-grün.
2 cm Kalkbank, blau-braun.
2 cm Tonlage, grau.
25 cm feste Kalkbank, blau.

15	cm	Tonlage, dünn, flach, grau-grün.
40	cm	Knollenkalke, grau, locker.
50	cm	wellige Kalkbänke, grau, vgl. Abb. 4, S. 575.
120	cm	dünne glatte Bänke, mergelig, wellig, grau-braun.
20	cm	Kalkbank, fest, wellig, blau.
230	cm	flach gelagerte tonige Bänke, nach oben zu in typische Knollenkalke übergehend, sehr locker. Fallen 7° Nord—Nordost.
5	cm	tonig wellige Bank mit Fossilresten.
90	cm	flach gebankte blau-graue tonige Lagen.
12	cm	feste Kalkbänke, Deck- und Unterfläche glatt, innen wellig, blau-grau.
11	cm	flache Kalkbänke, wellig, grau, locker.
9	cm	
7	cm	
200	cm	Kalke, tonig, flache Bänke, grau-blau, locker.
10	cm	kalkige Bank mit starken Stauchungen, braun-grau. S-förmige Stauchung, über 20 m horizontal verfolgbar.
60	cm	kalkig tonige Bänke, dünnbankig, starke Wellen, jedoch nicht so stark wie in vorigem Schichtabschnitt.
25	cm	desgl., aber dickbankig.
100	cm	wellige Bänke, Knollenkalke.
60	cm	flache tonige Bänke.
7	cm	feste Kalkbank, eine Bank, rostig glatt, rot-blau mit Fossilresten, schwillt nach Osten zu linsenartig an, geht dann in zwei Einzelbänke über, setzt nicht aus.
35	cm	dickbankig wellige Kalkbänke, fest verbacken, ein Block, grau.
55	cm	dünnplattige wellige Bänke mit Schleppung.
40	cm	dicke glatte Wellenbänke, grau.
45	cm	dünne glatte Wellenbänke, grau.
12	cm	dünne Kalkbank, stark gepreßt, Stauchungen, tonig.
60	cm	fest verbackene dünnplattige Kalkbänke, grau, einzelne wellige Bänke.
50	cm	wie oben aber keine Wellenbänke, im Paket sehr wellig aber Hangend- und Liegendfläche glatt.
40	cm	desgl., nur dicker und welliger.
35	cm	dicke Wellenbänke (am Eingang zum oberen Bruch).
100	cm	Lücke, Schutt.
30	cm	flache feste Kalkbänke, wellig.
70	cm	desgl., ein Block.
90	cm	wellig, etwas dicker.
40	cm	ein Block, fest, wellig, blau, dick.
70	cm	ein Block, dünn, tonig, grau.
60	cm	ein dicker Block, blau-grau, Kalk glatt.
6	cm	zwei Bänke à 6 cm, fest, blau, Kalk wellig.
6	cm	
50	cm	dickbankig, wellig, ein Block, fester Kalk, grau.
110	cm	dünnplattig, wellig.
ca. 200	cm	tonig wellige Lagen, locker, in einzelnen Blocks von ca. 30—40 cm.

Verwitterungsdecke.

Wegbiegung!

Bei Brandenstein, an der Wegbiegung nach dem Kohlenhof ca. 50 cm tonige Kalksteinlagen, flache Bänkchen. Fallen 6—7° Süd—Südost. Streichen Nord-Nordwest—Süd-Südost.

8. Bellings, Stadtberg

Fallen 12° Süd. Streichen 135° Nordwest—Südost.

ca. 2—3 m gelbe Grenzkalke?
nach ca. 4—5 m setzt der Bruch ein.

ca. 110	cm	flach gebankte grau-grüne Kalklagen, wellig, fest verbacken, viele *Rhizocorallien,* darin in den untersten Lagen ca. 30 cm feste braune Lage (Kalk).
6	cm	Kalkbank, fest, blau-graugrün.
32	cm	wellige Bänke, hart, braun, fest verbacken.
2	cm	feste Kalkbank, blau-grau.
110	cm	flach gelagerte wellige Kalkbänke, bis zu 2 cm stark, in einen Block fest verbacken. oben 26 cm, eine harte Bank. 2 mal je 8 cm je eine harte Bank. der Rest jedoch in einzelnen Teilen aber fest verbacken.
1	cm	grau-grüne tonige Lage.
21	cm	wellige fest verbackene Bank, hart, Kalk.
6	cm	feste blaue Kalkbank.
240	cm	Knollenkalke, locker, gelblich-grau, darin vollkommene Steilstellung eines dünnen Schichtpakets.

Aufschluß insgesamt 440 cm.

Fortsetzung am Wegrand.

Knollenkalke fest verbacken.

Grau-grüne tonige Lagen, aufgelockert.

Lücke.

10	cm	Knollenbänke, locker, grau-blau.
1,5	cm	harte blaue Bank, wächst lokal bis auf 8 cm nach Süden an (Linse).
35	cm	Knollenbänke, locker, nach oben fester, blau-grau bis braun.
7	cm	feste Bank aus voriger Schicht hervorgehend, langsamer Übergang.
ca. 250	cm	Knollenbänke, locker, stark verwittert, aufgelöst.

Lücke.

85	cm	feste Kalkbänke, aus einzelnen Platten, fest verbacken, grau.
22	cm	mehrere bis 2 cm starke harte Kalkbänke, blau.
2	cm	Oolithbank.
5	cm	blaue harte Kalkbank.
29	cm	Hauptoolithbank.
20	cm	Knollenkalke, locker, blau-grau.
ca. 200	cm	Knollenkalke.

Profil im Bereich der Terebratelbank

9. Steinaubachtal, Buchgraben

(im Steinaubachtal nach dem Ohl zu bei Punkt 307 die Schlucht nach dem Tal zu gemessen; von oben nach unten).

oberhalb des Weges:
Fallen 7° Nord. Streichen 270° West—Ost.

?	cm	Basaltdecke.
ca. 100	cm	feste gebankte Kalklagen, blau-grau.
45	cm	dünne tonige grau-grüne Plättchen, einzeln.
100	cm	wellige, feste, blau-graue Bänke, verbacken.
ca. 20	cm	dünne tonige grau-grüne Plättchen bis 2 mm stark.
60	cm	feste Wellenbänke, bis 2 cm stark, fest verbacken.
		Weg.
100	cm	wie oben, mehr grünlich-grau und tonig, einzeln.
60	cm	fest verbackene blau-graue Knollenkalke.
2	cm	feste Kalkbank, blau-grau.
25	cm	graue wellig-tonige Bank, fest, einzeln.
2	cm	feste Kalkbank, blau-grau.
50	cm	Knollenkalke, fest, grau-gelb.
2,5	cm	feste blau-graue Kalkbank.
		Fallen 8° Nord—Ost. Streichen 335° Ost—West.
65	cm	Knollenkalke, blau-grau, fest, einzeln und verbacken.
ca. 200	cm	Knollenkalke, flach gebankt, bis 2,5 cm, wellig, fest verbacken, grau-blau.
		Fallen 7° Nord—Ost. Streichen 335° Ost—West.
60	cm	flache graue Kalklage, plattig bis 3 cm, mäßig fest.
90	cm	gelbliche Knollenkalke, fest verbacken, grau.
		Starke Verebnungsfläche mit viel Basaltbestreuung, Lücke vielleicht weiches Material oder starke Erosionsarbeit.
130	cm	Knollenkalke, fest verbacken, grau-braun (überlagert von einer stark verwitterten Lage von gelbem mergeligem Material).
		Lücke!
15	cm	tonige dünne grau-grüne Plättchen.
ca. 500	cm	Wellenbänke, locker, blau-grau, bis 3 cm, eingelagert, ca. 15 cm mächtige Konglomeratbank (Lesestein), nicht anstehend sichtbar.
ca. 25	cm	tonig plattige Zwischenlage.
350	cm	Wellenkalke.
30	cm	feste Bank, blau-grau, Kalk, 3—4 einzelne Lagen.
150	cm	Wellenkalk.
7	cm	feste blau-rostige Kalkbank, ein Block.
250	cm	Wellenkalk.
15	cm	Kalkbank, fest, blau-grau.
20	cm	flache tonige Bänke.
25	cm	feste Kalkbank, mit Schalenresten, hellgrau.
120	cm	wellige flache Bänke.
		wellig—locker.
		8 cm fest.
		wellig—locker.
		20 cm fest.

300	cm	zum Teil plattig, zum Teil wellige Kalkbänke, teilweise nicht aufgeschlossen, Reste in Trümmern, morphologisch keine Änderung im Profil.
ca. 1000	cm	Lücke. zum Teil wellige Kalkbänke. zum Teil geringe flache tonige Lagen.
		Teile der Terebratelbank.
200	cm	flache etwas tonige Lagen, grau-grün.
300	cm	Lücke, verwachsen.
250	cm	feste harte sehr wellige Wellenbänke.
ca. 1000	cm	Kalk Steilhang, zum Teil flacher, wenig aufgeschlossen, starke Basaltstreuung. Lücke.
400	cm	Wellenbänke.
ca 200	cm	flache gelagerte Kalkbänke, blau-grau, fest.
450	cm	tiefer, verwachsen. Reste der starken Konglomeratbank mit mergeligem Bindemittel, blaue Konglomerate, klein, eckig.
240	cm	Knollenkalke, grau ,locker.
50	cm	dünne bis 3 cm starke feste Kalkbänkchen.
ca. 90	cm	Konglomeratbank.
100	cm	flache tonige Bänkchen.
		starke Basaltstreuung, flach werdend.
ca. 200	cm	flache dünne Kalkbänke, grau.
150	cm	Wellenbänke.
6	cm	dünne flache Kalkbänke, blau-grau.
17	cm	eine feste verrostete stark oolithische Bank mit *Terebrateln*, viele Schalenreste, stark verrostet.
5	cm	dünne kalkig wellige Zwischenlage.
12	cm	feste rote Kalkbank, verbacken.
15	cm	wellige Kalkbänke, blau.
60	cm	flache, fest verbackene Bänke.
		Waldweg mit Brücke.
		Handstücke, Tonbänke mit eingelagerten Kalkbröckchen. Schellstücke. *Terebratel*bank?

D. Formen des Wellenkalkes

1. Die Erscheinungsformen des Wellenkalkes

Trotz der äußerlichen Einförmigkeit der Muschelkalkbänke sind doch sehr viele, im einzelnen grundverschiedene Ausbildungsarten festzustellen, über deren Entstehung noch keine einheitliche Auffassung herrscht. Lediglich über den Charakter des Muschelkalkmeeres als Flachmeer von mehr oder weniger geschlossener Umrandung herrscht Übereinstimmung der Anschauungen.

Der Wellenkalk selbst sagt wenig über die Bildungsbedingungen der Einzelabschnitte aus. Es müssen schon die speziellen Horizonte mit den ihnen eigentümlichen Formen untersucht werden, um Schlüsse über die Ent-

stehungsweise ziehen zu können. Nach der Lage zu den Nachbargebieten lassen sich unterscheiden:

a) Es treten ebene glatte Kalkbänke auf mit scharfer Schichtbegrenzung. Diese Bänke sind meist sehr kalkreich, blau bis rötlich und enthalten selten Fossilien. Sie sind aber meist die Liegendschicht für Fossillinsen, und als Ort ihrer Entstehung kann tiefere, oder doch mindestens ruhigere See angenommen werden.

b) In starkem Gegensatz dazu stehen die meisten Wellenbänke, die wegen ihrer charakteristischen Ausbildung diesem ganzen Formationsglied den Namen gegeben haben. Es sind dies vorwiegend mergelige Kalklagen, die die mannigfachsten Formen annehmen können, wie später noch untersucht wird.

c) Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist der Fossilgehalt. Hier läßt sich grundsätzlich sagen, daß eine Gliederung an Hand von Fossilhorizonten nicht durchgeführt werden kann. Das Auftreten von Fossillinsen ist nur episodisch und, wie von den verschiedensten Autoren bereits genügend bewiesen, niemals so stark an bestimmte Horizonte gebunden, daß danach eine Zeitgliederung gemacht werden könnte. Wie schon eingangs bei der Grenzziehung gegen das Röt erwähnt wurde, können nur dann Fossilhorizonte verwertet werden, wenn gleichzeitig die petrographische Ausbildung mit berücksichtigt wird und durch Vergleiche auf kurze Strecken immer wieder bewiesen wird, daß es noch dieselbe Bank ist. So ist z. B. die *Terebratel*bank teilweise gänzlich ohne *Terebrateln* und sie kann nur zur Parallisierung verwendet werden, wenn ihre Mächtigkeit, petrographische Ausbildung, Lage im Profil und nicht zuletzt ihre accessorischen Bestandteile genau bekannt sind. Es hängen also die Fossilhorizonte zum großen Teil von den örtlichen mehr oder weniger günstigen Bildungsbedingungen ab, ohne daß dadurch gleich wieder beim Ausbleiben der betreffenden Fossilien eine andere Bank angenommen werden müßte. So selten Fossillinsen horizontal vorhanden sind, so selten sind sie im Vertikalprofil anzutreffen. Es sind dann meist ganz dünne, nur wenige Zentimeter mächtige Bänkchen, die sich im einzelnen Falle einmal über eine gewisse Strecke verfolgen lassen, deren Horizontbeständigkeit jedoch, was hier das Wichtigste ist, nie klar bewiesen werden kann. Denn allein die gleiche Art Lebewesen beweist noch lange keine Gleichzeitigkeit der Bildung, und so ist es auch ziemlich zwecklos (für die großräumige Betrachtung) möglichst viele kleine Einzelhorizonte herauszuarbeiten. Die von den verschiedenen Autoren aufgestellte Beweisführung, in welchem Horizont dieses oder jenes Fossil vorkommt, zeigt zur Genüge die Nutzlosigkeit einer solchen Arbeitsweise. Selbstverständlich können zur Untersuchung eines kleinen Gebietes nicht die Fossilien entbehrt werden, aber es ist nur Vorsicht geboten, aus vereinzelten Vorkommen sofort großzügige Parallelvergleiche über weite Strecken zu ziehen. So hat doch die Arbeit von Vollrath sehr klar gezeigt, daß bei großräumigem Vergleich ein Horizont sich so grundlegend ändern kann, daß ohne Kenntnis der Bindeglieder diese verschiedene Ausbildung nie als gleichaltrig angesehen worden wäre. Schon durch das spärliche Auftreten der Fossilbänke ergibt sich, daß die Mehrzahl der Bänke als praktisch fossilleer anzusehen sind und deshalb andere Hilfsmittel zum Vergleichen heranzuziehen sind. Es ist festgestellt worden, daß sich Konglomerat-, Oolith- und Schaumkalkbänke im allgemeinen viel weiter räumlich ausdehnen und deshalb zur Gliederung viel geeigneter sind. Es ist z. B. fast jede Fossillinse von einer festen blauen Bank unterlagert,

die den ehemaligen Meeresboden bildete, auf dem die Lebewesen wohnten. Diese Beobachtung ist sehr wichtig, da sie einen Anhaltspunkt gibt, wenn diese Bank allein, d. h. ohne Fossilien angetroffen wird. Bei der Frage „was und wieviel uns überliefert wird" ist die Tatsache grundlegend, daß nur der allergeringste Bruchteil dessen überliefert wird, was ehemals vorhanden war. Es muß als feststehend angenommen werden, daß nur allerkleinste Teile eines ehemals bewohnten Meeresbodens erhalten bleiben. Deshalb dürfen zwei horizontal auseinanderliegende Fossilhorizonte mit einer dazwischen liegenden Basalbank (im Sinne eines Trägers einer Fossillinse), nicht dieser gleichgesetzt werden. Die anderen Begleiterscheinungen einer Bank, wie Ausbildung, Nachbarbänke und Lage im Profil sind es, die erst eine stratigraphische Eingliederung von Fossillinsen ermöglichen. Es wäre gänzlich falsch, allein aus dem Vorkommen gleichartiger Lebewesen auch auf gleiche Horizonte zu schließen.

d) Von den anderen Ausbildungsformen der fossilfreien Bänke sollen zunächst die Konglomeratbänke untersucht werden. Es lassen sich zwei Arten unterscheiden, die sich durch die Ausbildung der Konglomerate selbst gliedern lassen.

1. Zunächst solche, bei denen die Konglomerate die gleichen Bestandteile enthalten wie die einschließende Masse. Sie könnten etwa als „bodenständige Konglomerate" bezeichnet werden, und in vielen Fällen wird ihre Entstehung auch so sein. Eine dünne Bank, die noch nicht fest erhärtet ist, wird durch die Wasserwirkung wieder aufgerissen, zertrümmert und ziemlich am gleichen Platz ohne großen Transport wieder eingebacken. Solche Bänke erscheinen in frischem Bruch überhaupt nicht konglomeratisch, sondern als einheitliche blaugraue Kalkmasse. Die Verwitterung, die auch die feinsten Unterschiede im Härtegrad anzeigt, läßt die Bänke so herauswittern, daß ganz klar die kleinen, meist flachen, länglichen bis ovalen, teils eckigen Scheibchen heraustreten. Die einzige Frage, die hier sehr schwierig wird, ist die Art der Entstehung, da es doch blaue Kalke sind, die sonst naturgemäß nur in größerer Tiefe oder zum mindesten in ruhigen Zonen vorkommen. Es müßte also auch in diesem Bereich mit starker Wasserwirkung gerechnet werden. Trusheim hat in seiner Arbeit „Die Mittenwalder Karwendelmulde" (Diss. 1930) aus dem Hauptdolomit und Plattenkalk die gleichen Scheibchenkonglomerate beschrieben und diese ohne Zuhilfenahme tektonischer Bewegungen einfach durch submarine Abtragung erklärt.

Als Einschlüsse finden sich flache Scheibchen von Blaukalk, die im Höchstfall 4—5 cm lang sind. Sie sind schwach gerollt. Die Stärke der Scheibchen ist in der ganzen Bank einheitlich.

2. Bei der Gruppe der Konglomeratbänke, deren Bindemittel anders ausgebildet ist, wie das der eingeschlossenen Konglomerate selbst, lassen sich zwei Typen unterscheiden,

α) solche, bei denen das Bindemittel eine Kleinigkeit kalkärmer ist als das eingeschlossene Gestein selbst, so daß sogar weiche mergelige Konglomerate (grau bis weiß) vorkommen können, die aber natürlich durch die geringe Härte bedingt meist vollkommen gerundet sind. So gibt es eine ganze Stufenleiter bis zu den härtesten blauen Kalken als Einschlüsse, die dann meist sehr scharfkantig bleiben.

Die Konglomerate bestehen aus stark gerollten Mergelkalken. Sie sind grau wie das Bindemittel, welches ebenfalls weicher Mergel ist. Das Bindemittel ist vorherrschend.

Die Konglomerate sind klein und scharfkantig und bestehen aus dunkelgrauem Kalk. Der Durchmesser der Einschlüsse ist sehr verschieden. Zwischen Bindemittel und Einschlüssen herrscht gleiches Verhältnis.

β) Ebenfalls zu dieser Gruppe gehörend, aber eigentlich der Entstehung nach nicht ganz hier herein passend, finden sich gar nicht selten vereinzelt eingelagert große Gerölle mitten in den typischen Wellenbänken. Diese Gerölle zeigen meist an, daß sie aus einer 15—20 cm starken harten blauen Kalkbank stammen. Sie werden als Erratica des Wellenkalkes viel zitiert, ohne daß ihre Entstehung genügend erklärt werden könnte. Auch auf diese Erscheinung wird später noch zurückgegriffen.

e) Als ganz anders geartet ist die sehr charakteristische Oolithische Ausbildung zu nennen. Sie hat beinahe mikroskopische Ausmaße und stellt umgekehrt eine Zone verfestigter winziger Teilchen dar. Über ihre Ausbildung ist am Anfang schon berichtet und ihre Entstehung wird unter „Lithogenesis" behandelt. Daß in vielen Bänken auch oolithische Anklänge vorkommen können, ist selbstverständlich, doch sind die eigentlichen Oolithbänke nur aus diesen Oolithen aufgebaut und sie können natürlich innerhalb des gleichen Horizontes in eine andere Fazies übergehen, wie z. B. die Meininger Oolithbänke im Mosbacher Gebiet Konglomeratbänken und diese wieder im Freudenstädter Gebiet den Dolomitbänken entsprechen.

f) Die Schaumkalke. Anstehend ließ sich kein Schaumkalk feststellen. Die Lesesteine aus dem oberen Ulmbachtal, wo allerdings die Kartierung der Landesanstalt überhaupt keinen oberen Wellenkalk angibt, sowie aus den Hohenzeller Bergen machen das Vorhandensein dieser Bänke wahrscheinlich. Es sind stark poröse Kalkbänke, die viele Schalenreste enthalten. Die Farbe ist gelblich bis ocker und das Gestein wird, mit Salzsäure bearbeitet, fast ohne Rückstand aufgelöst. Der Eisengehalt ist ziemlich gering. Tonige Einschlüsse finden sich manchmal in den Poren.

g) Wurmspuren fanden sich massenhaft, sogar über ganze Horizonte hinweg vergleichbar. Meistens konnte festgestellt werden, daß, wo die Gänge sich kreuzen, sie sich nie direkt berühren, sondern der eine Gang entweder unter oder über dem anderen hinweggeht.

2. Wellentexturen

Diese Eigenart, die zwar für die Horizontierung nicht verwertbar ist, aber für den Gesamtaufbau der Formation so überaus charakteristisch ist, soll hier ausführlich beschrieben werden. Von der einfachsten, glatten, festen Ausbildung der Bänke bis zur stark welligen gestauchten Faltung treten alle Zwischenstufen auf.

a) Ganz ebene glatte Kalkbänke sind sehr selten vorhanden. Meist handelt es sich um eine einzelne besonders stark ausgeprägte reine Kalkbank, deren Nachbarschichten schon wieder ganz anderen Charakter zeigen. Dünne rein kalkige glatte Lagen gibt es fast nicht. Den Übergang zur welligen Ausbildung stellen die Flaserkalke dar. Bei diesen handelt es sich meist um dicke Schichtpakete, deren Einzelbänkchen selten über zwei bis drei Zentimeter

hinausgehen. Sie sind bezeichnet durch regelmäßige Verdickungen und Verdünnungen, die aber nicht durch Unterschied in der Gesteinsbeschaffenheit bedingt sind. Ihre Erklärung harrt bis heute noch der Lösung.

b) Ähnlich ausgebildt sind dickwulstige Kalkbänke, die durch knollige Ausbildung einen ähnlichen Charakter zeigen, aber dem Aufbau nach ganz anders geartet sind. Hier handelt es sich um einzelne knollenartige Anhäufungen, des meist mergeligen Materials auf einen Punkt, so daß Hangend- sowie Liegendschichten jeweils um diese Knollen herumlaufen. Am besten gibt folgende Tatsache den Unterschied im Aufbau an. Schlägt man mit dem Pickel in eine solche zuletzt beschriebene Bank, so fällt der ganze Schichtkomplex zusammen, da durch diese einzelnen Knollen überhaupt kein Zusammenhalt möglich ist. Lediglich der Druck von oben hat sie zu festen Schichtpaketen zusammengepreßt. Dagegen haben die oben beschriebenen Bänke (unter a) einen außerordentlich starken Zusammenhalt; dadurch daß sich die einzelnen Verdickungen immer in den Bereich der Verdünnung der Nachbarschicht hineinschmiegen, haben sie sehr große Festigkeit. Diese bisher beschriebene Ausbildung wird gewöhnlich als primär angegeben. Sobald jedoch die unter a) angegebene Ausbildung stärkerem Druck ausgesetzt ist, preßt sie sich ineinander, so daß sie ein verknotetes Aussehen bekommt.

Werden anfänglich ebene dünnplattige Mergellagen nachträglich, teils durch seitlichen, teils durch Druck von oben gepreßt, so entstehen die mannigfachsten Faltungserscheinungen. Es finden sich Übergänge von der einfachsten kleinsten Wellenform bis zu scharf ausgeprägten Zickzackfältelungen, ja es kommt sogar vereinzelt vor, daß ganze Schichtpakete überkippt und innerhalb ganz anders gearteter Bänke später aufzufinden sind.

Vergleiche Faltungspaket im Ebertsberger Graben. Abb. 5, S. 576.

c) Zu den weiteren Erscheinungsformen des Wellenkalkes gehören noch die recht zahlreich auftretenden Diskordanzen. Sie sind schon so oft beschrieben, daß hier darauf verzichtet wird. Unter Lithogenesis soll nochmals darauf zurückgegriffen werden.

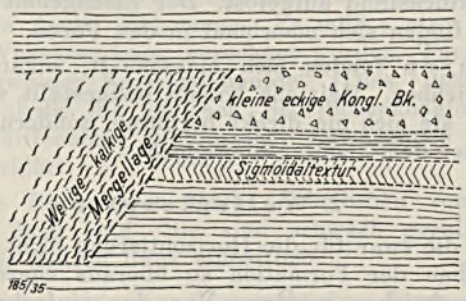


Abb. 3. Diskordanz vom Ebertsberger Graben. Vgl. Profil 5.

d) Während von anderen Autoren *Stylolithen* und Drucksuturun in den von ihnen bearbeiteten Gebieten häufig aufgefunden wurden, konnte ich nur an einer einzigen Stelle (am Steinauer Weinberg) diese Ausbildung feststellen. Georg Wagner hat in seiner Schrift über die Stylolithen in den Geologischen und Paläontologischen Abhandlungen bereits die Entstehung dieser Bildungen für den Muschelkalk genügend erörtert.

e) Trockenrisse wurden nicht beobachtet und es läßt sich dies vielleicht dadurch erklären, daß das bearbeitete Gebiet in einen Abschnitt des Wellengebirges fällt, der ziemlich frei von Austrocknungserscheinungen war, da die ganzen Ablagerungen nur das Anfangsstadium des Muschelkalkmeeres darstellen. Sie gehören also höchstenfalls in die Horizonte der *Orbicularis*-schichten, also an die Grenze gegen die Anhydritgruppe, wo sie ihre typische Ausbildung erreichen.

f) Die Wellenfurchen zeigen im Durchschnitt eine Wellenlänge von ungefähr 1 m bei einer Höhe von höchstens 10 cm. (Diese Werte für den Gesamtmuschelkalk gültig.) Wo solche Wellen vorhanden sind, lassen sie unbedingt auf nahe Strandzonen schließen, denn die Erscheinung muß als Reflexwirkung der nahen Küste gedeutet werden. Wie weit die Tiefenwirkung der Oberflächenwellen reicht, gibt z. B. A. Born an. Er sagt, daß, wie die physikalischen Gesetze zeigen, eine Tiefenwirkung noch bis zu einem 350-fachen Betrag der Wellenhöhe zu beobachten ist. Danach könnte man sagen, daß sogar Wellen von nur knapp 1 m Ausschlagshöhe noch sehr gut den Muschelkalkmeeresboden bearbeitet haben müssen. Wenn auch die Kraft einer Welle nach unten zu sehr rasch abnimmt, so ist doch die Wirkung nicht ganz verschwunden, so daß bei Berücksichtigung des Zeitfaktors ganz erhebliche Veränderungen anzunehmen sind. Wichtig ist die Unterscheidung, daß Wellenfurchen ebenso wie die Wellenrillen reine Oberflächenformen sind, die nichts mit dem inneren Bau einer Schicht zu tun haben.

Die Hauptrichtung der Wellenrillen ist etwa westöstlich oder bis zu nordwestlich-südöstlich anzusetzen und gibt so die vorwiegende Richtung der Meeresströmungen an, die etwa Nordsüd anzusetzen sind. Treten vereinzelt Abwandlungen davon auf, so werden sie meist durch nachbarliche Festlandsmassen zu erklären sein. Dies läßt sich natürlich durch die Mächtigkeitsabnahme des Gesamtprofiles sicher nachweisen. So wird sich also die Richtung der Wellenrillen der jeweiligen Küstenkonfiguration anpassen und dann je weiter nach dem Beckeninnern zu in der Richtung der Hauptströmung einstellen. Wichtig ist hier, ganz klar zwischen den Wellenfurchen und den normalen gefalteten Schichten des Wellenkalkes zu unterscheiden. Kenntlich ist der Unterschied daran, daß die Wellenfurchen nur eine oberflächliche Erscheinung darstellen, während eine Wellung der Kalkschichten wenigstens durch mehrere Schichten hindurchzieht, meist aber das ganze Schichtpaket beeinflußt. Daß frühere Autoren beide Erscheinungsformen ihrer Entstehung nach als gleichartig zusammengefaßt haben, soll hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt sein (Fraas, Quenstedt und v. Alberti). Eine ausführliche Bearbeitung dieser Frage mit guten Bildern hat E. Wagner gegeben (Jahrb. d. L. A. 1921). Schwache Anklänge solcher Wellungen waren im bearbeiteten Gebiet festzustellen. Da diese Erscheinungen, wie der Vergleich mit anderen Gebieten zeigt, besonders in den Bereich dickbankiger Leithorizonte auftreten und diese hier kaum aufgeschlossen angetroffen wurden, so können eigene Beobachtungen sich nur auf die Zwischenglieder beschränken.

3. Die welligen Kalkformen im engeren Sinne

Wenn auch der untere Muschelkalk den einheitlichen Namen Wellenkalk erhalten hat, so sind doch seine typischen Erscheinungsformen grundverschieden und in ihrer Entstehung unmöglich alle auf gleiche Ursache zurück-

zuführen. Deshalb möchte ich von vernherein folgende einfache Formen ausscheiden.

a) Zunächst läßt sich eine leichte Wellung der Schichtoberfläche bei einer regelmäßigen dünnen Schichtfolge feststellen. Hier sind die dünnen flaserige Kalkbänkchen durch hauchdünne tonige Zwischenlagen scharf voneinander getrennt, welche es ermöglicht haben, daß die Wellungen so überaus gleichmäßig das ganze Schichtpaket durchsetzen. Die Ursache der Wellung selbst kann durch „untermeerische Rutschung" erklärt werden, deren Druck auch genügen könnte, die Erscheinung etwas weiter ausgedehnt erscheinen zu lassen, zumal angenommen werden kann, daß die Ablagerungen noch nicht stark verfestigt waren. Die Voraussetzungen, daß für derartige Vorgänge nur der Kontinentalball in Betracht käme, kann hier fallen gelassen werden, da doch schon kleine untermeerische Schwellen dieselbe Wirkung hervorrufen können, ohne daß ein großer Neigungswinkel nötig wäre.

Typ dafür soll ein Block dünnplattiger mergeliger Wellenkalke aus dem ehemaligen Kalkbruch kurz vor Elm sein (auf dem Weg nach dem Habertshof). Ferner rechne ich dazu die Tatsache, daß einmal ein Schichtpaket leicht gewellt sein kann, jedoch in geringer seitlicher Entfernung wieder eben verläuft. Die Ursache könnte in einer ungleichmäßigen Auflagerung oder einem leichten Druck zu suchen sein. Jedenfalls ist diese Form so wenig speziell und allgemein in Horizonten durchgehend vertreten, daß hier heute kein wesentliches Problem mehr zu suchen ist.

b) Verwickelter wird der Fall schon, wenn auf weite Strecken eine, an eine einzelne Bank gebundene starke Stauchung festgestellt werden kann. Etwa zwischen typisch mergeligen Wellenkalklagen liegt ein dünnes blaues festes Schichtpaket (aus einzelnen wenig starken Bänkchen zusammengesetzt), welche typische Fältelungserscheinungen zeigen, so daß dadurch die ganze Bank gefaltet erscheint. Es ist hierbei nicht notwendig, daß es sich um mächtige Bänke handelt. Jedenfalls zeigt die Form, daß der Druck so stark war, die Schichten in regelmäßigen Abständen steil zu stellen.

c) So erkläre ich mir auch die Sigmoidaltextur, die zeigt, daß nach der Senkrechtstellung der einzelnen gefalteten Schichtbänkchen diese nochmals einem seitlichen Druck ausgesetzt waren und dadurch, daß sie noch nicht völlig erhärtet waren, die Form einer S-ähnlichen Figur aufgeprägt erhielten.

Falls die Bildung großes Ausmaß erreicht, kann angenommen werden, daß diese früher stark plastischen Materialien lange in nicht erhärtetem Zustand verharrten, und daß schon jede Bewegung der Erdrinde dem Schichtpaket eine andere Form aufgeprägt hat.

d) Sehr viel Schwierigkeiten bereitet eine Ausbildung, die meiner Meinung nach durch Stauchung entstanden ist und hier nur den günstigen Umstand vorfand, daß der Druck Lücken schuf, so daß die einzelnen Schichtflächen stark ineinander verschoben wurden und man schon von Überfaltung sprechen kann. Bei ganz dünnplattigen Schichten äußert sich das dann so, daß vermöge der guten Gleitfähigkeit durch die tonigen Zwischenlagen die einzelnen Schichtglieder sich jeglicher Form anpassen können und starke Stauchungen dünnbankiger Partien innerhalb stärkerer Schichtpakete auftreten.

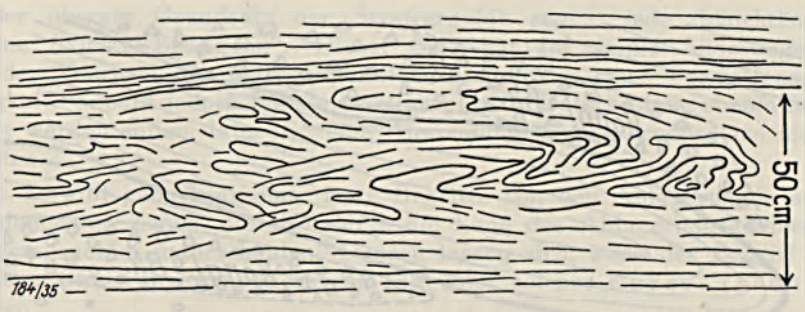


Abb. 4.
Starke Stauchung dünnbankiger Mergellagen bei Schloß Brandenstein.

Die Skizze zeigt einen Schichtkomplex von 50 cm Mächtigkeit, der, ohne daß Hangend- oder Liegendflächen irgendeine Spur von tektonischer Beeinflussung zeigt, eine starke Ineinanderschachtelung der Zwischenglieder aufweist. Durch zwei senkrecht zueinander stehende Klüfte ist dieses Schichtpaket sehr günstig angeschnitten und man kann dadurch einen solchen stark gestauchten Schichtabschnitt körperlich verfolgen, wobei es sich zeigt, daß die ganze Schichtabteilung diese Stauchung mitgemacht hat und nicht, wie früher angenommen wurde, nur an einzelne Bänke gebunden ist. Diese Zone stärkster Stauchung ist überall in gleichem Horizont anzutreffen. Fundpunkte hierzu sind:

Weinberg in Steinau, großer Bruch.
Drasenberg, alter Aufschluß.
Ebertsberg, hinter dem Tunnel am B. W.
Bei Brandenstein im Kalkbruch.
An der Weißen Wand im Steinaubachtal.

Die Untersuchung des Aufschlusses im Kalkbruch von Schloß Brandenstein hat gezeigt, daß, wie Hildebrand in seiner Arbeit (Geol.-pal.-Abhdlg.) schon durch schematische Darstellung gezeigt hat, es sich um bankartige Wülste handelt, die ganz ineinander verschlungen sind und wie die Skizze zeigt, sich sehr gut durch den ganzen Aufschluß verfolgen lassen. Hier kann nicht angenommen werden, daß einseitiger Druck die Ursache gewesen wäre, denn sonst wäre zum mindesten die Liegendschicht auch gestört, was aber keineswegs der Fall ist. Die Auffassung von Rutschungen vor der völligen Erhärtung mit gleichzeitig scharfem einseitigem Druck wird hier wohl am ehesten zutreffen.

e) Die letzte Erscheinungsart ist meiner Meinung nach nicht mit den bisher beschriebenen Erklärungsversuchen zu verstehen. Ich beschränke mich hier nur auf eine Beschreibung der Ausbildung. Zwischen genau gleich ausgebildeten Konglomeratbänken findet sich diagonal hindurchziehend ein geschlossener Faltenkomplex, aus dünnplattigen nicht gewellten Kalkmergelbänkchen bestehend. Der untere Teil der Konglomeratbank liegt konkordant mit den weiter darunter liegenden Kalklagen. Die Falte und der darüber liegende obere Teil der Konglomeratbank mit folgenden ebenen Deckschichten sind diskordant zu den Liegendschichten.

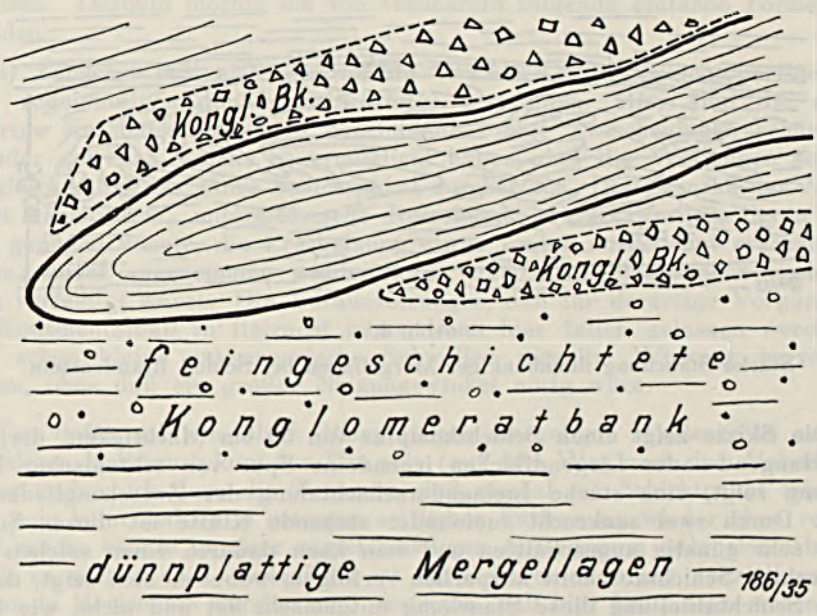


Abb. 5. Starke Störung mit eingelagerter Falte am Ebertsberg.

Mit den bisherigen Erklärungsversuchen erscheint es unmöglich, daß durch Stauchung oder einseitigen Druck die Konglomeratbank hätte diagonal mitten hindurch aufgerissen werden können und daß sich dann diese förmlich deckenartige Zunge hätte hineinschieben können. Ich kann mir nur vorstellen, daß durch Störungen von ganz großem Ausmaß die Konglomeratbank in der Horizontalen auseinandergerissen wurde und daß sich dann Teile von ihr durch gleichzeitigen Zusammenschub übereinandergelegt haben. Bei diesem Vorgang des Zusammenschubs, der erst dann einsetzte, als die darüber liegenden Schichten der Falte wieder abgelagert, aber noch nicht verfestigt waren, entstand die Falte, die nichts anderes darstellt, als die rückläufig aufgeschobene Deckfläche der oberen Konglomeratbank. Ich halte es für verfehlt, aus dieser vereinzelten Erscheinung auf größere tektonische Störungen im Muschelkalkmeer zu schließen. Sie ist lediglich ein sehr gutes Miniaturbeispiel einer Überschiebung, denn es ist wohl noch schwerer vorstellbar, daß sich dieses Schichtpaket (seitlich der Skizze) zwischen eine Konglomeratbank geschoben haben soll.

E. Lithogenesis und Erklärungsversuche

1. Lithogenesis

Die bisherigen Ausführungen haben gezeigt, daß im Muschelkalk die mannigfachsten Erscheinungsformen auftreten, deren Entstehung nun erklärt werden soll.

Der oberste Grundsatz der Stratigraphie sagt: „jede Schichtänderung ist eine fixierte Bewegung". Dieser Satz hat für große Änderungen, wie etwa den Wechsel der petrographischen Ausbildung eines Formationsgliedes Gültigkeit. Sobald jedoch feinste stratigraphische Unterschiede ebenfalls damit erklärt werden sollen, läßt sich eine Anwendung dieses Grundsatzes nicht gut vertreten.

a) Es gibt ganz bestimmte feste Begriffe von den Ablagerungen aus den verschiedensten Zonen, die sich durch die Lage des Ablagerungsgebietes zum Abtragungsgebiet unterscheiden. Danach lassen sich, wenn der Begriff Fazies in diesem Sinne angewendet werden soll, zwei solcher Faziesarten unterscheiden:

1. eine schlammige Fazies und
2. eine mergelige Fazies.

Die petrographische Ausbildung der schlammigen Fazies zeigt dunkle bituminöse Tone, die keine küstennahen groben Bestandteile enthalten. Jedoch ist bei dieser Gruppe zu betonen, daß es sich nicht um Tiefseeablagerungen handelt. Sie sind auf dem Schelf des Festlandes gebildet worden und es war lediglich flaches ruhiges Wasser nötig. Die Fauna zeigt ganz charakteristische Schlammformen; Lebewesen mit Luftkammern; die sich sonst in jeder Höhe des Meeres aufhalten können, fallen hier jedoch gänzlich fort.

Die mergelige Fazies ist schon stärker marin. Hier sind schon die Zweischaler vorherrschend, die bei der schlammigen Fazies nur sehr vereinzelt vorhanden sind. Der Kalkgehalt ist etwas reicher und das Schlammaterial demgemäß etwas fester. Typische Vertreter der hierzu gehörigen Fauna sind:

Myophorien,
Gervillien,
Pecten,
Terebrateln,
Rynchonellen.

Für diesen Bereich läßt sich keine genaue Tiefe angeben. Als wahrscheinlich könnte höchstens gesagt werden, daß die Ablagerung unter dem Bereich des Wellenschlages gewesen sein muß. Die hierher gehörenden Fossilien zeigen auch demgemäß keine Zerstörung, sodaß sie heute so in dem Material aufgefunden werden, wie sie nach dem Absterben eingebacken wurden. Daher gehören doppelklappige Fossilien hier nicht zu den Seltenheiten. Erwähnt soll noch werden, daß trotz des Kalkreichtums des Sedimentmaterials vielfach nur noch Steinkerne überliefert sind. Deecke glaubt als Ursache den bituminösen Schlamm annehmen zu müssen, der bei seiner Oxydation Kohlensäure entwickelt hat, die dann die Kalkschalen auflöste. In diese Gruppe gehören auch zum Teil die Oolithe. Die einzige Möglichkeit, in einem Sonderfall etwas über die Tiefe aussagen zu können, ist gegeben, wenn vereinzelt Korallenriffe auftreten. Dort kann mit Sicherheit auf geringe Tiefe geschlossen werden. *Crinoiden* sind an sich noch kein sicherer Beweis für größere Tiefe. Nur ruhiges Wasser gehört zu ihrem Vorhandensein. Bei der Auffassung von dem Flachmeercharakter des Muschelkalkmeeres ist es gar nicht notwendig, daß diese Bildungen nur auf besonders ruhige Nebenbecken außerhalb der Wirkung der Oberflächen beschränkt bleiben.

Diese beiden Haupttypen der schlammigen und mergeligen Fazies können als Extremwerte der Ablagerungsgebiete angesehen werden. Selbstverständlich herrschen noch die mannigfachsten Übergänge vor und es lassen sich noch mehrere Zwischenglieder klar unterscheiden.

1. Gebiete tieferen Wassers,
2. Im Gegensatz hierzu mehr Flachwassersedimente.
3. In Erweiterung von Gruppe 2 die höheren Ufersedimente und
4. Die höchsten Randzonen im Bereich des Wellenschlages und
5. Die reine Strandzone als am stärksten terestrisch.

1. Mit dem tieferen Wasser nimmt der Kalkgehalt zu. Demgemäß ist auch die Fauna anders geartet. Es sind dies jene Vertreter, die zwar in meinem Arbeitsgebiet überhaupt nicht anzutreffen waren, hier aber der Vollständigkeit halber genannt werden sollen:

Seeigel,
Spongien,
viele *Brachiopoden,*
einzelne *Crinoiden,*
Korallen.

Diese typische Fauna, wie sie besonders in den verschiedensten Bänken des Hauptmuschelkalks auftritt, ist in der Reichhaltigkeit nur mit wenigen Fossilhorizonten aus anderen Formationen zu vergleichen.

2. Bei den Flachwassersedimenten tritt der Kalkgehalt langsam zurück und es beginnen, zunächst in feinster Form durch Sande die terestren Ablagerungen einzusetzen. Eine Fauna läßt sich für diesen Bereich weniger klar charakterisieren. Je nach dem Grad der Landnähe und dem Abstand des Ablagerungsgebietes von einer vorherrschenden Dauerströmung sind die Fossilhorizonte grundverschieden ausgebildet. Für alle ist aber das Vorherrschen der *Brachiopoden* gleichmäßig gültig.

3. Bei den höheren Ufersedimenten handelt es sich im wesentlichen um die feineren Teilchen, die noch durch die Wasserbewegung in tieferen Meeresbereich gebracht worden sind. In diese Gruppe gehören auch solche Oolithe hinein, die wegen ihres vorherrschenden sandigen Gehaltes nicht zu den Muschelkalkoolithen zu rechnen sind. Es sind dies die Zonen vorherrschender Eisenoolithe, die ihre charakteristischen Vertreter in der Minette haben.

4. Zu den höchsten Randzonen im Bereich des Wellenschlages gehören alle Ablagerungen, die schon aufgearbeitetes Material wieder erneut einbacken. So finden sich hier Gerölle in besonders grober Ausbildung, so daß dieser Bereich die Zone der Strandkonglomerate genannt werden kann. Die Fossilien treten vorwiegend einklappig auf.

5. In der reinen Strandzone treten fast alle Formen der Brandungszon auf. Die Sedimente können bis zu den Dünenrändern reichen. Ihre petrographische Ausbildung zeigt feine Sandbänke oder als deren weiteres Entwicklungsprodukt quarzitische Sandsteine. Konglomeratzonen treten lagenförmig auf und die Kalke werden hier meist durch das Absinken der Trübe sedimentiert. Daher finden sich vorwiegend sandig tonige Sedimente in diesem Bereich. Da die Zone schon im Bereich der Lebewesen des Landes ist, finden sich hier vielfach Pflanzenspuren, Fließ- und Kriechspuren. Ganze Zonen sind sogar von den, aus den Ausscheidungsprodukten von Würmern

entstandenen Gängen erfüllt. Die Zone läßt sich besonders gut an der Grenze gegen das Röt beobachten. Die Grenzschichten zeigen alle mehr oder weniger die Küstenausbildung mit den ihr eigentümlichen Strandformen.

Für die Beweise von Strandverschiebungen ist diese äußerste Küstenzone besonders wichtig. Man kann dort ganz klar positive und negative Strandverschiebungen feststellen.

Aus der Mächtigkeit der Schichtpakete allein läßt sich bei der Voraussetzung einer gleichmäßigen Sedimentation sagen, daß hier eine langsame gleichmäßige Absenkung stattgefunden hat. Es hat jedoch hierbei die Zufuhr des Sedimentes der Absenkung die Waage gehalten.

Findet sich in einer sonst fossilleeren Folge von Mergeln plötzlich eine reiche Fauna, so muß angenommen werden, daß hier besonders günstige Lebensbedingungen eingetreten sind, die entweder durch rasche Absenkung oder eine vorübergehende Störung der Zuflußströmung erklärt werden kann.

b) Die konglomeratische Fazies läßt sich aus der Sandfazies herleiten, d. h. sie stellt eine Zone maximaler Ausbildung der landnahen Bestandteile dar. Hier gilt jedoch als wichtigste Voraussetzung, daß Konglomerate noch lange kein Beweis für die Tiefe der Ablagerung sind. Es ist lediglich unmittelbare Küstennähe Voraussetzung, wobei jedoch sehr leicht die Möglichkeit eines plötzlichen Steilabfalls vorkommen kann. Es können daher Konglomerate tief in die Senken hinabgleiten und sind dann dort meist mit Sand und Schlamm vermischt. Es gibt also keinen sicheren Anhaltspunkt, in welcher Zone sie eingebacken wurden. Besonders schwierig wird die Frage, wenn das eingebackene Material Sediment aus großer Tiefe enthält, so daß dann die Frage, wie dieses Tiefenmaterial in die Zone strandnaher Aufarbeitung gekommen ist, gänzlich ungelöst bleiben muß.

c) Auch die oolithische Fazies ist eine besondere Ablagerung, die nicht durch normale Sedimentationsbedingungen geschaffen werden konnte. Auszunehmen sind hiervon natürlich die Rogensteine wegen ihrer sandigen eisenschüssigen Entstehung. Für die Kalkoolithe ist allerdings bis heute die eigentliche Lithogenesis noch nicht geklärt. Es wird zwar als sicher angenommen, daß es sich um Flachwassersedimente handelt, die wahrscheinlich noch innerhalb des Grenzbereiches entstanden sind, so daß sie als Charakteristikum die an ihrer Deckfläche aufgeprägten Wellenformen zeigen. Ansatzpunkte für die Oolithe gaben die Kalkalgen oder klein zerriebens Schalenmaterial, *Crinoiden*reste und sonstige kleine Teilchen der engeren Flachwasserzone. Da diese Bänke scharfe Schichtgrenzen zeigen und oft durch sehr charakteristische Diskordanzen überschnitten werden, ist ihr Entstehen unter dem dauernden Einfluß der Wellen nicht mehr zweifelhaft. Ernst Wagner hat in seinem Aufsatz über die Bionomie und Faziesbildung des Muschelkalks von Jena schöne Abbildungen gebracht, in denen die Deckschichten über den Oolithbänken abgetragen sind, so daß die stark wellige Oberfläche sehr gut in Erscheinung tritt. Daß organische Trümmer allein für die Bildung verantwortlich wären, ist unwahrscheinlich, selbst wenn zugegeben sein mag, daß sie die Hauptmasse der Anheftungspunkte bilden und ebenfalls als typisches Strandgut nie vollständig rein ausgebildet sind. Wie in anderen Fundpunkten genügend beobachtet und beschrieben wurde, finden sich recht oft Kreuzschichten vor. Man könnte daraus schließen, daß der Ablagerungsraum für diese Bänke mehr oder weniger flache, langgezogene, wannenförmige

Mulden gewesen waren, die nach ihrer Auffüllung und Überdeckung an anderer Stelle wieder neu entstanden sind, und so eine Entstehung in ganz verschiedener Richtung unter genau den gleichen Bedingungen erklären.

d) Eng mit dieser Oolithbildung verwandt ist die Schaumkalkbildung. Wenn sie in dem von mir bearbeiteten Gebiet auch nicht anstehend getroffen wurde, so konnten doch viele Handstücke (aus dem Wellenkalk des Kinzigtales) untersucht werden. Danach handelt es sich um poröse, stark ausgelaugte Bänke, die viel Fossilreste enthalten und deren zellige Ausbildung wahrscheinlich sekundären Ursprungs ist. Da hier noch die Fossilien klar zu unterscheiden sind, so kann angenommen werden, daß das Ablagerungsgebiet nicht in einer Zone stärkster Aufarbeitung gelegen haben muß. Das Bindemittel muß eine Abart desjenigen der Kalkoolithe gewesen sein, welches besser als dieses löslich und so leichter zu verfrachten gewesen war. Die meisten Autoren glauben, daß es sich um Aragonit gehandelt haben muß. Die *Orbicularis*horizonte mit großen festen Lagen von stark brecciöser Struktur mit Trümmern von aufgearbeitetem Wellenkalk sind hierfür charakteristisch. Die Oolithe selbst sind bräunlich zersetzt, so daß sie den Eindruck machen, als wäre ihr Ausgangsprodukt Braunspat gewesen. Es muß angenommen werden, daß die Zone der Entstehung im Bereich von schwachen, vielleicht episodischen Überflutungen gelegen haben muß, welche entweder durch eine Hebung des Meeresspiegels oder, was in der Wirkung dasselbe bedeutet, eine Senkung des Festlandes entstanden sein muß.

e) Die reinen Blaukalke zeigen meist ein starkes Vorherrschen irgendwelcher charakteristischer Organismen, d. h. es sind vorwiegend *Ammoniten*kalke oder in anderen Formationen die *Aptychen*kalke. Auch hier läßt sich über die Bildungstiefe nichts sagen. Wenn ruhiges Wasser bei vorwiegend einseitiger Strömung angenommen wird, die diese zahlreichen Schalenreste angehäuft hat, so kann die Bildung praktisch in jeder Tiefe entstanden sein. Es wird daher meist wegen der großen Mächtigkeit solcher Horizonte auf erhebliche Tiefe, oder zum mindesten auf relativ uferferne Gebiete geschlossen, die durch langsame Absenkung immer stärker sedimentieren. Da das Material der Einbettung außerordentlich fein ist, sind Fossilien sehr gut erhalten. Die für den oberen Muschelkalk so charakteristischen *Cephalopoden* sind besonders unsicher wegen der Tiefe ihres Wohnraumes und demgemäß der Sedimentationstiefe. Da diese Tiergattung rezent fast überhaupt nicht mehr auftritt, ist ihre Lebensweise fast unbekannt geblieben. Einzelne Autoren nehmen an, daß sie vorwiegend das Benthos bevölkert hätten, dagegen sagen wieder andere Forscher mit Recht, daß sie vermöge ihres Schwimmapparates, der Luftkammern, in der Lage gewesen sind, sich in jeder Zone schwimmend zu erhalten und somit sagt also erstens die Lebensweise nichts über den Ort des Absterbens und zweitens ist damit noch nicht gesagt, ob nicht die leeren Gehäuse durch Strömungen weithin getrieben in ganz anderen Horizonten eingebacken worden sind. Nähere Einzelheiten über dieses Problem, daß das Ziel hat, Sedimentationszyklen an Hand von *Ammonitenzonen* aufzustellen, findet sich in dem Aufsatz von Frebold 1924. Es kann also zu diesem Punkt gesagt werden, daß selbst massenhaftes Vorkommen von *Ammoniten* keinerlei Anhaltspunkt für Tiefseeablagerung ist. Deecke sagt an einer Stelle sehr richtig, daß z. B. die bekannten Grünsandschichten von Verzors aus dem Gault von Grenoble ja dann auch Tiefseeablagerungen sein müßten, obwohl auf

diesem Horizont sofort Beweise für eine unmittelbare Trockenlegung folgen. Ein solcher Übergang von extrem tiefer Ablagerung zu vollkommener Heraushebung aus dem Sedimentationsbereich ist aber schwerlich anzunehmen. Gerade der Vergleich mit den *Aptychen*kalken als Ablagerung der massenhaft zusammengeschwemmten Deckel zeigt, daß hier jeglicher Rückschluß auf das Lebensgebiet der Fossilien zu Fehlern führt. Die abgestorbenen Lebewesen sind vermöge ihres stärkeren Gewichtes abgesunken und es haben sich die Gehäuse an ganz anderer Stelle abgelagert.

f) Die Brackwasserabsätze als charakteristische Sedimentationsbildungen küstennächster Gebiete, der Litoralzone, sind besonders augenfällig durch die außerordentliche Eintönigkeit ihrer Fauna. Das Gleiche gilt für ihren petrographischen Charakter. Solche petrographische Einförmigkeit charakterisiert auch die meisten Muschelkalkhorizonte. Das Material der Gesteine ist immer das Gleiche. Es herrschen dunkle Kalke vor und es kann gesagt werden, daß die petrographische Einseitigkeit nur so lange anhält, als nicht eine Änderung in der horizontalen Lage des Küstengebietes eintritt. Ein solcher Horizont zeigt dann im Gegensatz zu den dicken Kalkbänken der Tiefsee einen lang andauernden gleichen Zustand ruhiger Sedimentation. Erst durch tektonische Bewegungen oder Änderungen in der Materialzufuhr werden größere Abwandlungen in der sonst eintönigen Fauna möglich.

2. Erklärungsversuche

Bei Feststellung der soeben besprochenen Formen, und unter Berücksichtigung, daß sie in buntem Wechsel dauernd im Profil erscheinen, daß ganz plötzlich auf rein kalkige Bänke mergelige folgen und daß ebenso gänzlich fossilleere Zonen mit solchen wechseln, die geradezu überreich mit Schalen erfüllt sind, ergibt sich die Frage, „wodurch ein solch dauernder Wechsel überhaupt möglich ist", von selbst. Es ist nicht allein nur die Ausbildung sondern auch die Zusammensetzung der Sedimente, die sich immer ändert. Diese verschiedenen Ausbildungsformen sind bedingt durch einen Wechsel zwischen normaler, also ebenschichtiger und mechanisch gestörter Sedimentation, während der Ablagerungszeit oder, zum mindesten noch ehe die Bänke völlig verfestigt wurden. Diese charakteristischen Ausbildungsformen sind nicht nur lokal, sondern meist auf große Strecken verfolgbar und, wie schon durch viele Autoren bewiesen, durchaus horizontbeständig, so daß größere Teilgliederungen lediglich durch den petrographischen Charakter der Abschnitte möglich gewesen waren.

Da diese stark wechselnde Ausbildung auch in jedem Muschelkalkprofil auftritt, muß das früher so oft angewendete Argument einer Litoralfazies abgelehnt werden, weil nicht überall Küste angenommen werden kann.

a) Von den neueren Erklärungsversuchen ist derjenige von Wilfarth (1933/1934) am problematischsten, weshalb er hier zunächst behandelt werden soll. In seiner ersten Arbeit „Sedimentationsprobleme in der germanischen Senke zur Perm- und Triaszeit" geht Wilfarth von der älteren Hypothese von Zimmermann (1913) aus. Dieser erklärt den dauernden Schichtwechsel in den Zechsteinsalzen als Jahresringe, die sich in einem, durch Barren abgetrennten Becken, in dem durch regelmäßige Monsunwinde erneut Meerwasser eingeschwemmt wurde, abgelagert haben. Wilfarth glaubt nun diese Barren ganz anders annehmen zu müssen. Er stellt

sich vor, daß flache Barren von sehr fester Konsistenz (im Gegensatz zu Zimmermann, der sie jährlich abtragen und wieder neu entstehen läßt) weitausgedehnte ebene Landmassen, die der Transgressionsreife nahe gewesen wären, umgeben hätten. Bis dahin ist die Vorstellung anzunehmen und auch durchaus mit den üblichen Anschauungen zu rechtfertigen, wenn auch gegen eine allzu glatte Landoberfläche Bedenken erhoben werden können.

Doch weiter nimmt Wilfarth zur Erklärung der verschiedensten Erscheinungsformen episodische Großfluten an, etwa im Sinne von Gezeiten, die dann die Wassermassen über die umgebenden Barren gebracht und so katastrophenartige Überflutungen verursacht hätten. Zum Beweis dieser Großfluten sagt Wilfarth, daß kein Argument die Annahme rechtfertige, daß die Gezeiten immer gleich geblieben sind. Wenn auch nichts als Beweis dagegen angeführt werden kann, so läßt sich aber zum mindesten ebenso behaupten, daß nichts zu dieser Auffassung „die Gezeiten wären früher anders gewesen" berechtigt. Sie steht ohne jede wissenschaftliche Stütze. Es läßt sich sogar sagen, daß bei Annahme einer Verlagerung der Klimagürtel für jene Zeiten diese allein noch nicht rechtfertigen, daß die Gezeiten damals in den heißen Zonen anders gewirkt hätten als heute in den entsprechenden Klimabereichen. Auch liegt kein Grund vor, andere kosmische Einflüsse heranzuziehen. Es erscheint wissenschaftlich jedenfalls einwandfreier, von bekannten sicheren Tatsachen auszugehen und dann erst den Weg zur Hypothese zu finden, als umgekehrt.

Im letzten Heft des Jahrganges 1933 der Geologischen Rundschau sagt Wilfarth „es liegt nahe, die Großfluten als Gezeiten gewaltigen Ausmaßes anzusehen" und bereits in Heft 5 der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1934, also nach ungefähr einem halben Jahr, sagt Wilfarth umgekehrt „weil keine offene Verbindung mit dem Meer war, deshalb keine Gezeiten". Unter anderem wird 1934 Schrägschichtung als Küstenerscheinung bezeichnet, während 1933 diese als Beweis für Trockenlaufen gedient hatten. 1933 war der Bereich des Muschelkalkmeeres eine rein ebene Fläche, über die sich rasch und stark aufarbeitend die Großfluten ergossen, während 1934 schon „Verbiegungen der Oberfläche nicht ausgeschlossen sind". Auch ist es inzwischen (1934) möglich geworden, die Zeitabstände der 1933 aufgestellten Großfluten mit Wochen bis höchstens Monaten festzulegen.

Manche Gesichtspunkte sind recht einleuchtend, so zum Beispiel erklärt die große Reichweite der Fluten das gleichzeitige Entstehen derselben Ausbildungsformen im ganzen Bereich des Muschelkalkmeeres sehr einfach. Auch kann Wilfarth vollkommen recht gegeben werden, wenn er behauptet, daß die dicken Gerölle starke Strömungen notwendig machen. Und nicht zuletzt ist sein Satz „wo Wellenkalk, da sind auch Küstenerscheinungen" voll berechtigt, nur scheint die Grundlage seiner Auffassungen wenig wahrscheinlich, so daß diese nicht zur Erklärung genügen können.

b) In starkem Gegensatz zur vorigen Hypothese steht die von Herbig (1931) in „Dynamik des Muschelkalkmeeresbodens" geäußerte Ansicht. Hier liegt die Ursache der verschiedenen Lagerung der Schichten, sowie der sonstigen charakteristischen Erscheinungsformen in der Labilität des Meeresbodens begründet.

Herbig geht von der Beobachtung aus, daß es für bestimmte Meerestiefen auch besonders geartete Sedimente gibt; so müssen auch ebenso die verschieden ausgebildeten Bänke in verschiedenen Meerestiefen entstanden sein. Da der Meeresspiegel nicht dauernd wechseln kann, so muß der Meeresboden jeweils seine Lage geändert haben. Dazu ist zu bemerken, daß, wenn an sich der Gedankengang auch richtig sein mag, es ebenso dunkle Sedimente gibt, die nach Herbig's Vorstellung nur in der Tiefe abgesetzt werden konnten, aber an rezenten Beobachtungen nachweislich aus größter Landnähe stammen. Der Wattenschlick ist an sich das landnächste Sedimentationsprodukt überhaupt und trotzdem ebenfalls dunkel, wie das Sediment der Tiefsee nach Herbig, wobei noch die Einschränkung zu machen ist, daß der Ausdruck Tiefsee hier nur auf die tiefsten Punkte des sonst flachen Meeresbeckens angewendet werden darf und keinesfalls mit den Ablagerungen der ozeanischen Tiefsee verglichen werden kann.

Die Grundlagen zu dieser Dynamik werden durch Berechnung der Tiefenwirkung der Wellen des Muschelkalkmeeres gegeben. Aus dem ungefähren Verbreitungsgebiet des Muschelkalkes wird die annähernde Größenordnung dieses Meeres festgestellt, was m. E. durchaus nicht so willkürlich ist, wie Pratje in seinem Referat sagt. Der Vergleich der Grundlagen einer Rekonstruktion anderer paläogeographischer Meere zeigt, daß diese in den meisten Fällen ebenso unsicher sind. Durch den Vergleich dieses so konstruierten Muschelkalkmeeres kommt Herbig zu einer Höchstwelle (die Ziffer ist vom heutigen mittelländischen Meer abgeleitet), deren Tiefenwirkung ebenfalls daraus resultiert. Ich sehe darin noch keinen Fehler. Herbig hätte nur nicht genaue Zahlen aufstellen dürfen, denn diese lassen sich allerdings nicht beweisen. Höchstens die maximale Größenordnung läßt sich feststellen, was an sich schon ein schönes Ergebnis ist.

Der weiteren Schlußfolgerung, aus dem Einzugsgebiet auf die jährliche Sedimentationsstärke zu schließen und daraus eine Zeitdauer des Muschelkalkmeeres abzuleiten, welche dann durch ein Drittel der aus der Uran-Blei-Methode gewonnenen Dauer der Triaszeit bewiesen sein soll, kann ich nicht folgen.

Es erscheint mir sein Schlußsatz durchaus gerechtfertigt, wenn er sagt, daß der Boden des Muschelkalkmeeres sich gerade an der Grenze des Tiefenwirkungsbereiches des Wellenschlags befunden habe, und daß die Sedimente ebene Bänke ohne Störungen gebildet hätten, wenn das Meer nur 100 m tiefer gewesen wäre.

Die so überaus gleichmäßigen, in denselben Horizonten liegenden Konglomeratbänke finden durch Herbig's Anschauung eine sehr einfache Deutung. Ebenso werden viele Sonderfälle, wie die weit transportierten „brotlaibähnlichen" Trümmer leicht verständlich. Zu den Änderungen der Fauna kann ich nicht Stellung nehmen, da mir das Fossilmaterial zu wenig Anhaltspunkte bot. Die Behauptung einer Zunahme der Fauna an Individuen und Arten mit größerer Tiefe und stärkerem Kalkgehalt erscheint mir fraglich. Ebenso glaube ich, daß auch die sonst guten Ideen die Lösung des Schichtungsproblems noch nicht gebracht haben. Der ewige Wechsel zwischen Mergel, Ton und Kalk läßt sich meines Erachtens nicht restlos mit Niveauschwankungen erklären, denn wie soll bei einem Meer, das einerseits dauernd tektonisch in Unruhe versetzt wird, es möglich gewesen sein, daß die Sedimente solch eine feine Auslese der Stoffe zeigen, was andererseits viel Ruhe benötigt. Und

dies ist m. E. die wichtigste Kritik, die man an der Auffassung machen kann. Es erscheint mir nicht angängig, aus diesem einmal gewonnenen Gedankengang alle Probleme über ein Schema laufen zu lassen und so Dynamogramme aufzustellen und solche auch noch weiterhin für andere Formationen zu erwarten.

Ich gebe zu, daß eine Zerlegung der Muschelkalksedimente in mehrere tausend Einzelschwingungen fraglich erscheint. Aber der Vergleich von Herbig's Arbeit mit der Wilfarth'schen zeigt deutlich, daß bei der ersteren mit beweisbaren Argumenten gearbeitet wurde, wenn berücksichtigt wird, daß es neuerdings Wilfarth gelungen ist, seine an sich schon sehr hypothetischen Großfluten in einen Erscheinungszyklus von einigen Wochen bis maximal Monaten einzuordnen (jedoch nur in den zusammenfassenden Ergebnissen unter Punkt 15, ohne diese Ziffer in den vorangehenden Ausführungen zu begründen).

c) Nachdem bereits zu den beiden, von den bisherigen Anschauungen am stärksten abweichenden Auffassungen Stellung genommen wurde, soll meine eigene Meinung folgen.

In der von Herbig aufgestellten Unterscheidung der Sedimente stimme ich mit dem Autor überein, wenn eine genauere scharfe Trennung zwischen den verschiedenen Arten der dunklen Sedimente gemacht wird und der Ausdruck „Tiefsee" für das Muschelkalkmeer aufgegeben wird.

In der Art der Entstehung der Konglomeratbänke schließe ich mich ebenfalls Herbig an. Seine Auffassung erklärt m. E. richtig die festlandsweite Verbreitung dieser gleichen Horizonte. Der Vergleich der Auffassung von Wilfarth (1933) zu diesem Kapitel zeigt folgende Begründung: „Die Konglomerathorizonte beweisen völliges Trockenlaufen weiter Kalkflächen. Nur so war eine Erhärtung des Kalkes möglich derart, daß er später in scharfkantige Bruchstücke zerbrechen konnte". Genau das Gegenteil sagt Trusheim (Diss. 1930) „Scheibchen Konglomerate sind durch untermeerische Rutschungen entstanden". Ich schließe mich dieser letzten Auffassung vollkommen an, die schon einer der besten Triaskenner O. M. Reis vor mehr als 20 Jahren verfochten hat. Nur sehe ich den Anstoß zu diesen Rutschungen in den Niveauschwankungen Herbig's, und dies ist meiner Meinung nach der Wert von Herbig's Arbeit, daß bei Abzug vieler Unklarheiten und nicht beweisbarer Behauptungen die Grundidee der Niveauschwankungen wohl bleiben wird.

Starke Störungen der Sedimentationsbedingungen, wie sie ihre Fixierung in den Diskordanzen, Stauchungen und nicht zuletzt in kleinen Faltungen finden konnten, sind von Herbig gut erklärt worden. Ich glaube, daß mit allen früheren Auffassungen von kleineren Rutschungen, aber nur in Ausnahmefällen angewendet, nicht solche Lagerung erklärt werden kann, wie ich sie in Abb. 5, S. 576, gezeigt habe. Erwähnt mag noch sein, daß zum ersten Male 1913 Georg Wagner ein stärkeres Auftreten solcher Bodenschwankungen als Änderungsursache der Sedimentationsbedingungen für möglich hält. Herbig steht also mit diesen Gedankengängen nicht ganz allein da, nur will er alles mit den Schwankungen erklären. Eine starke Stütze zu Herbig's Ansicht scheint mir zu sein, daß gerade die Ränder der Festländer überall Schwankungen beweisen, welche sich in Terrassen heute feststellen lassen. Wenn die Ränder der Festländer diese Störungen zeigen, ist als wahrscheinlich anzunehmen, daß der Meeresboden auch stärkeren Veränderungen unterworfen ist. Es ist gar nicht nötig, daß diese Bodenschwan-

kungen als submarine Ausbrüche gedacht werden, denn diese müssen hier abgelehnt werden, weil noch nirgends bisher in den Muschelkalksedimenten Spuren von eruptivem Material gefunden wurden. Wie stark solche untermeerischen Erdstöße sich auswirken können, beweist ein 1854 bei dem Japangraben erfolgter Ausbruch, bei dem die Wellenwirkung von Japan bis San Franzisko in knapp 12 Stunden gelangte. Dies entspräche einer Sekundengeschwindigkeit von 180 m und zeigt, wie rasch und verheerend die Flächenwirkung sein kann und daß die über das ganze ehemalige Meeresgebiet verbreiteten Konglomeratbänke sehr gut einer einzelnen Störung zuzuschreiben sind.

Die Entstehung der Oolithbänke halte ich für möglich ohne solche Niveauschwankungen. Es ist lediglich Flachsee dazu nötig neben schwacher Wellenwirkung. Wenn Wilfarth Wellenfurchen als Beweis für Trockenlaufen der Becken annimmt, so glaube ich, zu der Frage berechtigt zu sein: wie denn dann überhaupt die Oolithzonen entstanden sein sollen! Es sind, wie eingangs schon erwähnt, noch andere, bisher noch nicht geklärte Umstände zur Oolithbildung nötig (abgesehen von der zeitweiligen Zufuhr eisenhaltiger Lösungen).

Die Stellung der Blaukalke als Sediment aus verhältnismäßig tiefem Bereich (nach Herbig) ist um so unsicherer, als Blaukalke auch oolithische Einsprenglinge enthalten und diese der allgemeinen Auffassung nach wohl kaum in sehr großer Tiefe entstanden sind.

Knollenkalke kann ich mit Herbig nicht als Zone maximaler Anhäufung von reinem Kalk ansehen, da die Nachbarschichten keine Entkalkungszonen zeigen. Die gleichen chemischen Bedingungen müssen doch ebenso in den nicht-knolligen ebenen Nachbarschichten geherrscht haben. Eher nehme ich an, daß durch Störungen leichte Wellen entstanden sind, die ein schwaches Fließen des Sedimentmaterials ermöglichten und so nach völliger Erhärtung einen Wechsel von Zonen mit Anreicherung und Verminderung des g l e i c h e n Materials erzeugt haben.

Unmittelbare Folgen der Niveauschwankungen sind Bildungen von Diskordanzen (vgl. Gümbel's Erklärung als Übergußschichtung). Mit einer Aufwellung entsteht ein Druck, der wieder die Ursache zu Stauchungen und Faltungen gibt. Zu den direkten Folgen gehören die durch Wellenwirkung bedingte Zertrümmerung der Bänke und damit die Konglomeratbildung, von der es, wie in dem lithogenetischen Teil bereits ausgeführt, die mannigfachsten Abwandlungen gibt. Zellige Ausbildung sind erst sekundären Ursprungs und haben nichts mit den hier behandelten Entstehungsbedingungen zu tun. Erwähnt soll noch sein, daß das Auftreten von etwa 60 ganz großen Störungen für die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes nicht zu hoch ist, um unwahrscheinlich zu sein. Ohne auf Herbig's Ziffern zurückzugreifen, muß doch zugegeben werden, daß etwa 60 solcher Hauptphasen durchaus möglich sein können.

F. Zusammenfassung

1. Die Ausbildung des unteren Muschelkalkes im bearbeiteten Gebiet nähert sich stärker der Meininger Fazies als der Würzburger oder Oberfränkischen Fazies.

2. Die in Thüringen noch nachzuweisende doppelte Führung der Oolithbänke (α und β) reduziert sich so, daß die Zwischenschichten zwischen Oolithbank α und Oolithbank β verschwinden (Bellinger Berg). Die untere Oolithbank α ist reduziert und dies stimmt damit überein, daß sie von der Maingegend ab an Mächtigkeit sehr stark abnimmt.

3. Die gelben Grenzkalke sind überall vorhanden. Ihre Mächtigkeit schwankt jedoch stark, so daß keine Einordnung möglich ist. Die petrographische Ausbildung ist kalkig.

4. Der Abschnitt zwischen den Grenzkalken und den Oolithbänken beträgt ungefähr 30 m und stimmt somit gut mit der Thüringer Ausbildung überein.

5. In dem lithogenetischen Teil wurden die einzelnen Ausbildungen untersucht.

6. Zu den neueren Arbeiten von Wilfarth und Herbig wurde Stellung genommen.

7. Die Entstehungsursachen wurden nach eigener Auffassung behandelt.

Kartenunterlagen. Maßstab 1 : 25 000

Ort	Autor	Jahr
Preußische Blätter		
Geol. Bl. Steinau m. Erl.	E. v. Seyfried (1904—1906)	1911
Geol. Bl. Schlüchtern m. Erl.	E. v. Seyfried (1898—1901, 1913)	1914
Geol. Bl. Altengronau m. Erl.	E. v. Seyfried (1902—1911)	1914
Geol. Bl. Oberzell m. Erl.	a) Preuß. Ant. E. v. Seyfried (1902—1904, 1909)	1914
	b) Bayr. Ant. O. M. Reis (1909—1910) M. Schuster (1910)	1914
Bayrische Blätter		
Geol. Bl. Bad Brückenau		1923
Geol. Bl. Motten-Wildflecken		1924

Literaturverzeichnis

(Ausführliches Literaturverzeichnis bei Gevers, vgl. Lit. Nr. 16 und bei Barg Lit. Nr. 3)

1. Andrée, K.: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen. — N. Jb. f. Min., B.-B. XXV. 1908.
2. — : Die Diagenese der Sedimente. — Geol. Rdsch. 1911.
3. Barg, Hilde: Untersuchungen über badischen Wellenkalk. — Mitt. d. oberrhein. geol. Ver., 1933. 1934.
4. Bornemann: Über den Muschelkalk. — Jb. d. preuß. L.-A. 1883.
5. Brinkmann, R.: Über die sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen. — Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1925.
6. — : Über die Schichtung und ihre Bedingungen. — Deecke-Festschrift Nr. 14 in Fortschritte d. Geol. u. Pal., H. 35. 1932.
7. Deecke, W.: Faziesstudien über europäische Sedimente. — Ber. d. nat. Ges. z. Freiburg. 1913.
8. — : Die Herkunft der West- und Südwestdeutschen Sedimente. — Sitzber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss. 1920.
9. Frank, M.: Ein Vergleich der Muschelkalk- und der Liastransgression in Süddeutschland. — Mitt. d. geol. Inst. d. T. H. Stuttgart, Nr. 3. 1928.

10. Frantzen, W.: Über den Muschelkalk in Schwaben und Thüringen. — Z. d. deutsch. geol. Ges. 1881.
11. — : Übersicht der geologischen Verhältnisse bei Meiningen. — Berlin 1882.
12. — : Untersuchung über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten. — Jb. d. preuß. geol. L.-A. 1892.
13. Frebold, H.: Ammoniten in Sedimentationszyklen. — Centralblatt f. Min. 1924.
14. v. Freyberg, B.: Die Genese des Wellenkalkes. — Nat. Wochenschr. 1919.
15. — : Die Röt-Muschelkalkgrenze bei Eisfeld (Thüringen). — Geol. und pal. Abh., Bd. 19. 1932.
16. Gevers, T.: Der Muschelkalk am Nordwestrand der böhmischen Masse. — Neues Jb. f. Min. BB. 1927.
17. Hasencamp: Beitr. z. K. d. Muschelkalkes der Rhönberge. — Verhdlg. d. phys.-med. Ges. Würzburg. 1856.
18. Henkel: Beobachtungen über das Verhältnis des fränkischen unteren Muschelkalk zum Thüringischen. — Zt. d. deutschen geol. Ges. 1902.
19. Herbig, P.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Muschelkalkscholle östlich von Kronach. — Geognost. Jahreshefte. 1925.
20. — : Die Dynamik des deutschen Muschelkalkmeeresbodens, ihr Einfluß auf die Genesis der Muschelkalkgesteine und ihre Bedeutung für Probleme der physikalischen und historischen Geologie. — Beitr. z. physikalisch. Erforschung der Erdrinde, Heft 4. Berlin 1931.
21. Hildebrand, E.: Zur Stratigraphie der Muschelkalkcrinoiden. — N. Jb. f. Min., Centralblatt f. Min., Abt. B. 1926.
22. — : Beitr. z. K. des fränkischen Wellengebirges. — Centralblatt f. Min., Abt. B. 1927.
23. — : Über die chemisch-physikalischen Bedingungen der Knollenbildung. — Z. d. deutsch. geol. Ges. 1928.
24. Kirchner, H.: Die Fossilien der Würzburger Trias. — Würzburg 1924.
25. v. Koenen: Über scheinbare und wirkliche Transgressionen. — Nachr. d. kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1906.
26. Leuchs, K.: Die Rahmenfaltung im fränkischen Triasbecken. — Zentralbl. f. Min. 1929.
27. — : *Sphäractinia kinzigensis* n. sp., eine Hydrozoe aus dem Wellenkalk. — Senckenbergiana. 1931.
28. — : Abhängigkeit junger Tektonik von variscischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. — Geol. Rdsch. 1931.
29. — : Über Breccien. — Geol. Rdsch. 1933.
30. Link, G.: Über die Bildung der Kalksteine. — Naturwiss. Wochenschr. 1908.
31. Nahnsen, M.: Die Gesteine des norddeutschen Korallenoolithes, insbesondere die Bildungsweise der Oolithe und Dolomite. — N. Jb. f. Min., Bb. 35. 1935.
32. Philippi, E.: Über die Bildungsweise der buntgefärbten klastischen Gesteine der kontinentalen Trias. — Centralbl. f. Min. 1901.
33. — : Über Oolithe und Riffkalke. — Z. d. deutsch. geol. Ges. 1908.
34. v. Pia, J.: Grundbegriffe der Stratigraphie. — Wien 1930.
35. Pratje, O.: Die marinen Sedimente. — Deecke-Festschrift. 1932.
36. — : Referat zu Herbig's „Die Dynamik des deutschen Muschelkalkmeeresbodens." — In: N. Jb. 1932, S. 293.

37. Reichardt, W.: Ein zusammenhängendes Röt-Muschelkalkprofil. — Z. d. deutsch. geol. Ges. 1932.

38. Sandberger, F.: Die Triasformation im mittleren Maingebiet. — Gem. Wochenschr. Würzburg. 1882.

39. — : Übersicht über die Versteinerungen der Triasformation Unterfrankens. — Verh. d. phys.-med. Ges. zu Würzburg., N. F. 1890.

40. — : Die Lagerung des Muschelkalks und der Lettenkohlengruppen in Unterfranken. — Verh. d. phys.-med. Ges. zu Würzburg. 1892.

41. v. Seidlitz, W.: Über die Bildung von Konglomeraten. — Mitt. d. phil.-math. Ges. von Elsaß-Lothringen. Jahrg. 1910. Bd. 4.

42. Seifert, H.: Vergleichende stratigraphische Untersuchungen über den unteren Muschelkalk in Mittelthüringen. — Jb. d. preuß geol. L.-A. 1928.

43. Schad, A.: Zur Entstehung der Wellenstreifen im Wellengebirge. — Centralbl. f. Min. 1933.

44. — : Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz. — Abt. d. geol. Landesuntersuchung des bayr. Oberbergamtes. 1934.

45. Schmidt, E.: Der Muschelkalk des östlichen Thüringen. — Erläuterung zu Bl. Jena und Weimar. 1876.

46. Schmidt, M.: Über die Beziehungen zwischen Leithorizonten des Wellengebirges in Mittel- und Südwestdeutschland. — Zt. d. deutsch. geol. Ges. 1908.

47. Steinmann, G.: Über Schalen- und Kalksteinbildung. — Bericht d. naturwiss. Ges. Freiburg. 1889.

48. Striegel, A.: Paläogeographisches vom süddeutschen Triasbecken. — Centralbl. f. Min. 1926.

49. Tornquist, A.: Die Binnenmeerfazies der Trias. — Geol. Rdsch. 1912.

50. Trusheim: Die Mittenwalder Karwendelmulde. — Diss. 1930. Wiss. Veröffentlichung des deutsch-österreich. Alpenvereins Nr. 7. Innsbruck.

51. Vollrath, P.: Das Meer zur Wellengebirgszeit zwischen Schwarzwald und Thüringer Wald. — Naturwiss. Wochenschr. 1922.

52. Völker, K.: Beiträge zur Morphologie der Kinziglandschaft. — Frankfurter geographische Hefte. Jg. 2. Heft 2. 1928.

53. Wagner, Richard: Die Encriniten des unteren Wellenkalkes von Jena. — Jenaer naturwiss. Zeitschr. und Jb. d. preuß. geol. L.-A. 1922.

54. — : Neue Beobachtungen aus dem Muschelkalk und Röt von Jena. — Jb. d. preuß. geol. L.-A. 1921.

55. Wepfer, E.: Ein wichtiger Grund für die Lückenhaftigkeit paläontologischer Überlieferung. — Centralbl. f. Min. 1916.

56. v. Wervecke, L.: Die Mächtigkeit der Trias und des Jura im Unterelsaß. — — Mitt. d. geol. L.-A. von Els.-Lothr. 1913.

57. Wilfarth, M.: Sedimentationsprobleme in der germanischen Senke zur Perm- und Triaszeit. — Geol. Rdsch. 1933.

58. — : Strömungserscheinungen im Wellenkalkmeer. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1934.

Folgende Arbeiten konnten nicht mehr berücksichtigt werden:

1. Schmitt, Philipp, Zur Petrogenese des fränkischen Wellenkalkes. — Chemie d. Erde, Bd. IX, H. 3.

2. Wilfarth, M.: Die Gezeiten im Meere des Malm ξ bei Solnhofen. — Z. d. deutsch. geol. Ges., H. 1. 1936.

Urschrift eingegangen am 25. November 1935

Druckauftrag erteilt am 11. März 1936

Einige biostratigraphische Untersuchungen in der Rohrer Mulde unter besonderer Berücksichtigung der Keriophyllen

Von Wolfgang Haller, Marburg (Lahn)

Hierzu Tafel 32—43 und 19 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

Seite

A. Vorbemerkungen 591
B. Die Rohrer Mulde im Rahmen des Eifeler Mitteldevon 591
I. Die Cultrijugatusstufe 591
II. Die Nohner Schichten (Digonophyllumstufe) 592
III. Die oberen Nohner Schichten nach Kuckelkorn u. Vorster . . 593
IV. Die Keriophyllumstufe 595
a. Die Baugrundformen der Polypare von *Keriophyllum* 597
1. Die äußere Gestalt der Polypare von *Keriophyllum* Wdkd. . 598
2. Der innere Aufbau der Polypare von *Keriophyllum* Wdkd. . 600
Die vertikalen Bauelemente 601
Die horizontalen Bauelemente 608
b. Die biostratigraphisch wichtigen Vorkommen von *Keriophyllum* Wdkd. 613
1. Die Keriophyllen von Dahlem 614
2. Die Keriophyllen von Niederehe 616
3. Die Keriophyllen von Zielsdorf 619
4. Die Keriophyllen vom Heiligenstein 621
5. Die Heliophyllen der Hamiltonschichten 623
c. Die biostratigraphischen Veränderungen der Keriophyllen . . 624
V. Die Keriophyllumstufe in der Rohrer Mulde 625
VI. Die Dohmophyllumstufe (n. Wdkd.) 626
VII. Die Cosmophyllenschichten 627
VIII. Die Plateauschichten von Niederehe 628
C. Ergebnisse der Untersuchungen 630
Literaturverzeichnis 631
Erklärung zu den Tafeln

A. Vorbemerkungen

Die geologische Untersuchung des Mitteldevon der Eifel, die in den letzten Jahren wieder energischer in Angriff genommen worden ist, ist von zwei grundsätzlich verschiedenen Auffassungen ausgegangen. Während Wedekind und seine Schüler mit Hilfe von Versteinerungen, insbesondere der in der Eifel überall reich vertretenen Tetrakorallen und neuerdings auch der Brachiopoden eine Schichtengliederung analog der Juraformation anstreben, — ohne daneben den sedimentpetrographischen Aufbau der mitteldevonischen Eifelkalkmulden außer acht zu lassen —, sind Rauff, Quiring, Kuckelkorn, Vorster und andere vom geologischen Kartenbilde ausgegangen, das vorzugsweise mit Hilfe sedimentpetrographischer Methoden gewonnen ist, — wenn auch die Paläontologie zur näheren Charakterisierung der Schichten mit herbeigezogen wurde. Beim Vergleich der Ergebnisse, die mit Hilfe dieser beiden grundsätzlich verschiedenen Methoden aufgestellt worden sind, hat sich gezeigt, daß dieselben in manchen Punkten voneinander abweichen. Um zu einer Klärung zu kommen, habe ich die Gliederung Wedekind's und seiner Schüler, die mir aus der Gerolsteiner und Hillesheimer Mulde genau bekannt ist, auf die Rohrer Mulde anzuwenden versucht, von der wiederum eine geologische Karte von Kuckelkorn und Vorster vorliegt. Die Übertragung der Gliederung Wedekind's auf das Mitteldevon der Rohrer Mulde ließ sich zwanglos durchführen und zeigte für das untere Mitteldevon teilweise eine Übereinstimmung der biostratigraphischen Stufen mit den von Kuckelkorn und Vorster ausgeschiedenen und kartierten Schichten. Für das mittlere und obere Mitteldevon erwies es sich jedoch, daß die von Kuckelkorn und Vorster unterschiedenen Schichten ein anderes Kartenbild ergaben, als dies bei einer auf biostratigraphischen Methoden fußenden Kartierung der Fall sein würde. Faunistische Unterschiede innerhalb einiger von Kuckelkorn und Vorster unterschiedenen Horizonte zwangen zu einer weiteren Untergliederung derselben nach biostratigraphischen Gesichtspunkten und ergaben infolgedessen stellenweise ein anderes Bild vom tektonischen Aufbau der Rohrer Mulde. Es muß dabei freilich ausdrücklich bemerkt werden, daß die zum Teil sehr mangelhaften Beobachtungsmöglichkeiten es noch nicht zuließen, jeden einzelnen von Wedekind in der Hillesheimer und Gerolsteiner Mulde ausgeschiedenen Horizont mit Sicherheit aufzufinden. (Die Resultate meiner Untersuchungen sind in der folgenden Abhandlung niedergelegt.)

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich Herrn Professor Wedekind, der mir auch ein bisher unveröffentlichtes Manuskript und Zeichnungen über die Keriophyllumschichten zur Verfügung gestellt hat und mich auf eine Reihe noch unbekannter Fundpunkte für Keriophyllen aufmerksam gemacht hat. Für alle diese Anregungen und Ratschläge bin ich Herrn Professor Wedekind zu stetem Danke verpflichtet, den ich an dieser Stelle zum Ausdruck bringen möchte.

B. Die Rohrer Mulde im Rahmen des Eifeler Mitteldevon

I. Die Cultrijugatusstufe

Die Cultrijugatusstufe ist in der Rohrer Mulde nur mangelhaft aufgeschlossen. Man ist in der Hauptsache auf Feldfundpunkte angewiesen, nur im Norden von Dorf Lindweiler finden sich Versuchsschürfe auf Roteisenstein, die die Schichten leidlich gut aufschließen. So ist es nahezu ausgeschlossen, präzise Angaben über die Schichtenfolge in dieser Stufe zu

machen. Auf die schieferig-klastischen Sedimente des mächtigen Oberkoblenz folgt eine dünne Lage von körnigem Roteisenstein, oberhalb dessen die Cultrijugatusstufe mit eisenschüssigen Sandschiefern einsetzt. Die Schichtenfolge Oberkoblenz-Roteisenstein ist in der Rohrer Mulde sehr gut aufgeschlossen in einem Steinbruch an dem Feldweg Rohr-Mühlheim. Die Untersuchungen über die Cultrijugatusstufe im engeren Sinne haben dieselben Beobachtungen gezeitigt, wie sie Gotthold Meyer[1]) in seiner Dissertation über die Hillesheimer Mulde beschreibt. Auf die oolithischen Roteisensteine folgt eine dünne Schicht spätiger Kalke, die außerordentlich reich an Crinoidenstielgliedern sind. Es folgen dann sandige, eisenschüssige Schiefer, die mit Kalken wechsellagern. Die Fazies wird nach dem Hangenden zu immer reicher an Kalkgehalt, bis sie endlich in dickgebankte kristalline Kalke übergehen, die als kleine Geländekanten an der Oberfläche in Erscheinung treten. Eine Mächtigkeitsuntersuchung konnte ich leider nicht anstellen, da keine Aufschlüsse vorhanden waren. Gute Fundpunkte für Fossilien bilden die Felder nördlich von Lindweiler und eine kleine Geländekante, zwischen der Rohrer Mühle und der Höhe 406,8 gelegen. An Fossilien wurden neben den schon genannten Crinoidenstielgliedern noch *Rhynchonella d'orbigniana* und *Spirifer cultrijugatus* gefunden. Der Roteisensteinhorizont besitzt in der Rohrer Mulde eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit, wenn man die Aufschlüsse in der Gerolsteiner Mulde „links der Kyll, gegenüber von Lissingen“[2]) und den Aufschluß im Ahrtal, unweit des Bahnüberganges bei Bahnhof Freilingen zum Vergleich heranzieht.

II. Die Nohner Schichten (Digonophyllumstufe)[3])

Die Abgrenzung des Unterdevons gegen das Mitteldevon fällt in der Rohrer Mulde zumeist mit einer tektonischen Grenze zusammen. Während die Cultrijugatusstufe oder doch wenigstens der Roteisensteinhorizont des Unterdevons in der Umrandung der Rohrer Mulde fast überall angetroffen werden, sind die Nohner Schichten, oder besser gesagt, der untere, kalkige Teil derselben zum größten Teil durch Verwerfungen unterdrückt. Nur wenige Stellen gibt es im Gebiet der Rohrer Mulde, an denen es mir gelang, die charakteristische Fauna des Nohner Kalkes aufzufinden. Eine davon liegt an der Rohrer Mühle, die andere an der Höhe 406,8 links des Armuthsbachtales in der Nähe von Lindweiler. Eine dritte liegt an der Straße Rohr-Mühlheim. Auch hier handelt es sich nur um Feldfundpunkte. Die gemachten Funde bestehen in der Hauptsache in Ptenophyllen und primitiven Digonophyllen. Dazu treten Brachiopoden und *Calceola sandalina* in relativ breiter Form. Als Aufschlüsse im Nohner Kalk sind zu nennen: der Steinbruch südlich der Rohrer Mühle an der Straße nach Ohlenhard und die zahlreichen kleinen Brüche zwischen den Höhen 518,6 und 543,6 auf Reetzer Flur. Die Ausbeute an leitenden Fossilien war an beiden genannten Fundorten im Gegensatz zu den auf den Feldern aufgesammelten Faunen nur unbedeutend.

1) Meyer, G.: Die Mitteldevonmulde von Hillesheim. Marburg 1923.

2) Schulz, E.: Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrbuch der kgl. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. Berlin 1882.

3) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Marburg. Marburg 1924.

Der Übergang vom Nohner Kalk zum Nohner Schiefer wird durch die Wegeböschung an der Straße Rohr—Höhe 528,4 angeschnitten. Der Wechsel von der kalkigen zur sandigen Fazies der Nohner Schichten ist an dieser Stelle außerordentlich gut erkennbar.

Im Gegensatz zu der geringen Verbreitung des Nohner Kalkes werden die sandigen Nohner Schiefer überall in der Mulde mehr oder weniger ausgedehnt in flächenhafter Verbreitung angetroffen. Fossilien treten in ihnen nur spärlich auf, vereinzelt findet man Brachiopoden und Crinoidenstielglieder. Über die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte kann ich auch hier keine Angaben machen, da aufgeschlossene Profile, die die Nohner Schichten zusammenhängend zeigen, in der Rohrer Mulde vollkommen fehlen. Nicht aufgefunden habe ich die Tonschiefer, die Meyer im Liegenden des Nohner Kalkes angegeben hat. Im übrigen stimmt mein Befund mit den von Schulz und Meyer in der Hillesheimer Mulde gemachten Beobachtungen überein.

Den Nohner Kalk und die Nohner Schiefer übernehmen auch Kuckelkorn und Vorster für die Kartierung ihres Gebietes [4]) unter der Bezeichnung „untere" und „mittlere Nohner Schichten".

III. Die oberen Nohner Schichten nach Kuckelkorn und Vorster [4])

Bei einem Versuch, die von Kuckelkorn und Vorster als „obere Nohner Schichten" ausgeschiedene stratigraphische Einheit für eine Kartierung nach biostratigraphischen Gesichtspunkten zu übernehmen, stellen sich alsbald Schwierigkeiten heraus. Kuckelkorn und Vorster fassen Schichten zusammen, die im einzelnen auf Grund ihrer faunistischen Merkmale eine selbständige Stellung als biostratigraphisches Element beanspruchen dürfen. Aber auch sedimentpetrographisch ist meines Erachtens die Kartierung mit Hilfe der „oberen Nohner Schichten" unzweckmäßig, denn die natürlichen Verhältnisse, wie sie in der Hillesheimer Mulde in geradezu klassischer Weise aufgeschlossen liegen, zeigen, daß die oberen Nohner Schichten auch in sedimentpetrographischer Hinsicht keine Einheit darstellen. Nach Kuckelkorn und Vorster's eigenen Angaben besteht die Eigentümlichkeit der „oberen Nohner Schichten" in dem vorherrschenden Auftreten von Stromatoporen und Pachyporen, die zwischen Rohr und Lindweiler „die Schichtenfolge aufbauen und als Hügel und Felsbildungen hervortreten lassen". Demgegenüber zeigt die Fauna der Einzelkorallen ein sehr wechselvolles Bild. Bei der faunistischen Untersuchung der „oberen Nohner Schichten" in der Rohrer und Dollendorfer Mulde hat sich ergeben, daß neben ausgesprochen krempenkelchrandigen Korallen solche mit Trichterkelchen auftreten, daß der Innenbau der Polypare an den einen Fundpunkten Blattsepten, an anderen Fundpunkten dagegen rückgebildete Septen, Septalleisten und ein vorherrschendes Interseptalgewebe zeigt. Stellenweise wiesen die fraglichen Schichten Keriophyllen als Begleitfauna der Stromatoporen auf, an anderen Stellen bestand die Letztere in Cosmophyllen. Die „oberen Nohner Schichten" am Eusberg bei Mirbach weisen sogar Leptoinophyllen auf (n. Wdkd.), das würde heißen, daß Kuckelkorn und Vorster die Keriophyllumstufe, die Leptoinophyllumstufe und die Cosmophyllum- bzw. Stenophyllumstufe zu einem Schichtenkomplex zusammen-

4) Kuckelkorn und Vorster: Das Gebiet der Blankenheimer, Dollendorfer und Rohrer Mulde. Geologische Rundschau 1926. Steinmann-Festschrift.

gefaßt haben. Die zwischen Keriophyllum- und Leptoinophyllumstufe gelegene Dohmophyllumstufe wurde von ihnen indessen zu den Crinoidenschichten Kayser's gezogen. Auch *Calceola sandalina* tritt an der einen Stelle in ausgesprochen breiten Formen, an anderer Stelle in sehr schmalen Formen auf. Was die Brachiopoden anbetrifft, so steht einer einerseits wenig charakteristischen Fauna mit nur wenigen Formen, andererseits ein massenhaftes Auftreten mit den nicht zu übersehenden glatten Unciten gegenüber. Die Stromatoporen,

nach Kuckelkorn und Vorster	nach R. Wedekind u. G. Meyer[5])	Petrograph. Übersicht nach G. Meyer:
Crinoidenschichten (n. Kayser)		
Obere Nohner Schichten (Sie umfassen an der einen Stelle den einen, an anderer Stelle einen anderen und an dritter Stelle mehrere der nebenstehenden Horizonte.)	Berndorfer Schichten = Stenophyllumstufe (n. Wedekind)	Kalke
	O. K. K. Niederehe m. Cosmophyllum, Stenophyllum = Stenophyllumstufe (n. Wedekind)	Mergel
	Zone der Newberria amygdalina = Stenophyllumstufe (n. Wedekind)	Kalke Mergel
	Loogher Schichten m. Leptoinophyllum, Spongophyllum = Leptoinophyllumstufe (n. Wdkd.)	Kalke Mergel Kalke + Mergel
	Auburg Schichten m. Dohmophyllum, Mochlophyllum = Dohmophyllumstufe (n. Wedekind) = Crinoidenschicht (n. Kayser)	Crinoidenkalke Riffkalke Mergel Schiefer
	Niedereher Schichten m. Keriophyllum, Trematophyllum = Keriophyllumstufe (n. Wedekind) = Unterer Korallenkalk (n. Schulz)	Riffkalke Mergel Mergel + Kalke
	Salmerweg Schichten m. Astrophyllum = Astrophyllumstufe (n. Wedekind) = Brachiopodenkalk (n. Schulz)	Mergel + Kalke
Mittlere Nohner Schichten = Nohner Schiefer (n. Schulz)	Nohner Schiefer (n. Schulz)	kalkführende Sandschiefer

5) Vgl. Meyer, G.: Die Mitteldevonmulde von Hillesheim. Marburg 1923. — Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. u. II. T. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. Marburg 1924/1925.

die charakteristisch für die „oberen Nohner Schichten" sein sollen, finden sich bis hinauf in den obersten Teil des Mitteldevons so zahlreich, daß eine auf ihrem Auftreten fußende Schichtenbestimmung notwendigerweise zu Unklarheiten führen muß. Auch sedimentpetrographisch bilden die „oberen Nohner Schichten" kein einheitlich stratigraphisches Element, denn es werden mehrere Sedimentationszyklen vereinigt, die jedes Mal zu einer ausgesprochenen Riff-Fazies führen. Sie folgen aber zeitlich nicht aufeinander; ein in sich geschlossener Sedimentationszyklus, die Auburgschichten (gleichbedeutend mit der Dohmophyllumstufe), schaltet sich dazwischen. Dieser wird aber von Kuckelkorn und Vorster zu den Crinoidenschichten gerechnet und als das Hangende der „oberen Nohner Schichten" aufgefaßt. Eine Gegenüberstellung der entsprechenden Schichten möge zur Erklärung beitragen.

Die in vorstehender Tabelle von Wedekind und Meyer ausgeschiedenen Stufen entsprechen den natürlichen Lagerungsverhältnissen in der Hillesheimer Mulde zwischen Loogh und Niederehe, wo die Schichtenfolge verhältnismäßig gut aufgeschlossen ist. Auch morphologisch sind die Wechsel zwischen der mergeligen und kalkigen Fazies gut als Einsenkungen und Geländekanten erkennbar. Nicht so deutlich sind die Lagerungsverhältnisse in den nördlichen Mitteldevonmulden. In der Blankenheimer und der Rohrer Mulde waren bisher stellenweise einzelne Stufen nicht auffindbar. Wahrscheinlich sind in dieser Gegend stärkere tektonische Störungen vorhanden. Die Altersstellung, die Kuckelkorn und Vorster den Crinoidenschichten (n. Kayser) zuweisen, deckt sich nicht mit den Befunden und Untersuchungen in der Hillesheimer und Gerolsteiner Mulde.

IV. Die Keriophyllumstufe

Den ersten Versuch, in den höheren Teilen des unteren Mitteldevons Leithorizonte aufzustellen, hat Eugen Schulz in seiner Arbeit über die „Eifelkalkmulde von Hillesheim"[6]) dadurch unternommen, daß er den mergeligen „Brachiopodenkalk" als den unteren und den „unteren Korallenkalk" als den oberen Horizont ausschied. Wedekind ist ihm im wesentlichen gefolgt. Er hat den Brachiopodenkalk unter der Bezeichnung „Salmerwegschichten" beibehalten und die Gesamtheit aller durch das Auftreten von Keriophyllen ausgezeichneten Schichten zur Keriophyllumstufe[7]) zusammengefaßt. Es hat sich als überaus zweckmäßig erwiesen, den Keriophyllen eine gesonderte Stellung einzuräumen, da es in der Eifel nur wenige Horizonte gibt, die infolge ihres faunistischen Inhaltes eine derartig genaue Präzisierung zulassen wie gerade das Hangende der Nohner Schichten. Die große Bedeutung dieser Schichten besteht einmal in der leichten Bestimmbarkeit des fossilen Korallenmaterials, das, meist in vorzüglicher Erhaltung auftretend, als ausgezeichnetes Leitfossilmaterial dienen kann. Zweitens handelt es sich hier um Leitversteinerungen, die sich nicht etwa als Seltenheiten finden, sondern sich infolge ihrer großen Anzahl dem sammelnden Paläontologen geradezu aufdrängen. Als dritter ausschlaggebender Punkt für die große Bedeutung der Keriophyllumstufe ist die weite Verbreitung dieser Schichtenfolge zu nennen, so daß es in den Eifelkalkmulden wie auch im rechtsrheinischen Mitteldevon überall möglich ist,

6) Schulz, E.: Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrbuch der kgl. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. Berlin 1882.

7) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. Marburg 1924.

diesen Teil des unteren Mitteldevons leicht aufzufinden, genau zu fassen und weithin zu verfolgen. Kuckelkorn und Vorster[8]) verzichteten bei ihrer Kartierung des Gebietes der Blankenheimer, Dollendorfer und Rohrer Mulde auf eine selbständige Stellung der Keriophyllumstufe als charakteristischen Leithorizont und gliedern denselben ihren „oberen Nohner Schichten" ein. Auch sedimentpetrographisch ist die Keriophyllumstufe als Einheit zu betrachten, die im Liegenden mit einer Wechsellagerung von Mergeln und Kalken beginnt und ihren Abschluß in dickgebankten Riffkalken findet. Die mäßige Härte der Riffkalke ermöglicht es der Keriophyllumstufe in Hügeln und Geländekanten am Relief der Erdoberfläche gestaltend mitzuwirken, wodurch schon morphologisch ihr Auffinden erleichtert wird. Genau so wenig, wie man in der Schichtenfolge des Lias die Arietitenschichten mit anderen Horizonten zu einer Einheit zusammenschließen kann, ohne daß es notwendigerweise zu einer Verwässerung der Stratigraphie kommt, kann man im unteren Mitteldevon die Keriophyllumstufe als Leithorizont verleugnen. In Erkenntnis der Wichtigkeit der Keriophyllumstufe für die Stratigraphie des unteren Mitteldevons habe ich im Folgenden den Versuch gemacht, auf Grund einer eingehenden anatomischen Untersuchung der Keriophyllen die Keriophyllumstufe biostratigraphisch neu zu gliedern.

Im unteren Mitteldevon treten in den Schichten, die E. Schulz mit den Namen „Brachiopodenkalk" und „unterer Korallenkalk" belegt hat, fossile Korallen auf, die dem Bau ihres Interseptalapparates nach der Gruppe der Ptenophyllen zugeordnet werden müssen. Auf Grund ihrer Skelettanatomie wie auch ihres Habitus, — bei der Betrachtung des Skelettes besonders angesichts der weitgehend umgebildeten septalen Elemente —, erheben diese Korallen jedoch Anspruch darauf, zu besonderen Gruppen zusammengefaßt zu werden.

Rein äußerlich ist zunächst schon auffallend, daß es sich hierbei größtenteils um Korallen handelt, die abweichend von den zylindrischen Formen der Ptenophyllen und Astrophyllen einen pfriemenförmigen Habitus zeigen, daß noch weitergehend sich die Korallenfauna der Keriophyllumstufe sogar in der Hauptsache aus kegel- bis kreiselförmigen Polyparen zusammensetzt.

Außerdem ist für diese Formengruppen kennzeichnend, daß der Durchmesser des Einzelpolypars am oralen Pol an Länge zunimmt, und daß daraus eine Kelchform mit sehr ausgeprägtem Krempenrande resultiert. Die Überführung des krempenrandigen Kelches der Ptenophyllen in den weit flacheren, reinen Krempenkelch ihrer Deszendenten wird von einer Umformung der bisherigen Bauelemente begleitet, von welcher vorzugsweise die Septen betroffen werden. Neue Elemente, die als Versteifungen des Septenblattes dienen, werden in den Bauplan einbezogen und geben den unmittelbaren Deszendenten von Ptenophyllum ihr charakteristisches Gepräge. Lediglich nach Art und Weise, wie die einzelne Korallengattung von diesen Umgestaltungen betroffen wird, kann man drei Gruppen unterscheiden.

Bei den Rhopalophyllen, die fast noch ausnahmslos zylindrische Formen zeigen, und deren Stammpolypare eine mäßige Dicke besitzen, werden die inneren Septenenden eingerollt und durch vertikalgestellte Septalleisten an der Grenze von Schlot- und Mantelzone versteift.

8) Kuckelkorn und Vorster: Das Gebiet der Blankenheimer, Dollendorfer und Rohrer Mulde. Geol. Rundschau 1926. Steinmann-Festschrift.

Bei der Gruppe der Trematophyllen, zu der auch die Dohmophyllen gehören, erstreckt sich der Leistenbesatz auch auf den äußeren Teil des Septums. Die septalen Leisten sind in diesem Falle Firstleisten.[9])

Die Keriophyllen wie auch die Heliophyllen zeigen das Motiv der septalen Versteifungen in gleicher Weise und Ausdehnung wie die Trematophyllen, nur wird das Septum bei den zu dieser Gruppe gehörenden Formen durch Kielleisten modifiziert[9]). (Über die Gattungsbegriffe *Heliophyllum* und *Keriophyllum* und ihre Abgrenzung voneinander vergleiche ebenfalls Anmerkung 9.)

Um in einen Vergleich der Keriophyllumstufe der Rohrer Devonmulde mit den entsprechenden Schichten in den anderen Eifelmulden einzutreten, erweist es sich als notwendig, den Skelettbau dieser Deszendenten von *Ptenophyllum* eingehend zu untersuchen. Ich habe zum Zwecke einer genaueren Untersuchung die Gattung *Keriophyllum* Wdkd.[9]) gewählt, da ich von diesem Formenkreis das meiste Vergleichsmaterial besitze.[10])

a) Die Baugrundformen der Polypare von *Keriophyllum*

Vor einer speziellen Betrachtung der einzelnen Bauelemente ist es zweckmäßig, sich zunächst einmal Klarheit über die Mannigfaltigkeit der für den Skelettbau verwendeten Einzelformen zu verschaffen. Erst darnach soll eine genauere Untersuchung der inneranatomischen Grundformen einsetzen.

Rein äußerlich lassen sich unter den verschiedentlich gestalteten Keriophyllen nur zwei Grundformen herausheben, die allen vollständig erhaltenen Polyparen gemeinsam sind (für das folgende vgl. Abb. 1).

Diese sind:

1. der Stamm,
2. der Kelch.

Die Elemente also, die dem Polypar nach außen hin sein Gepräge geben, bestehen einmal in der äußeren Begrenzung des Stammes und zum anderen in der Oberflächenform bzw. der Skulptur des Kelches. Bedingt werden diese äußeren Formen durch den inneren Skelettbau.

Die innere Skelettanatomie läßt deutlich tangentiale, vertikale und horizontale Bauelemente unterscheiden.

1. Die tangentialen Elemente geben dem Polypar nach außen hin seine Gestalt, sie bestehen nur in der äußeren Wand, der Theka.

2. Als vertikale Elemente sind vor allem die septalen Teile zu nennen, die als radiär angeordnete Wände oder Septen das von der Theka umschlossene Lumen in einzelne vertikale Interseptalräume aufteilen. Hierher gehören auch als septale Elemente die für die Keriophyllen charakteristischen Vertikalleisten (= Kielleisten). Die vertikalen Elemente treten nach außen hin nur in der Skulptur des Kelches, in der Epithekalstreifung und bei angewitterten Exemplaren auf.

9) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. Marburg 1924.

10) An dieser Stelle sei Herrn Professor Wedekind mein ergebenster Dank ausgesprochen für das umfangreiche, zum Teil schon geschliffene und bearbeitete Material, welches er mir in hochherziger Weise zur Verfügung gestellt hat.

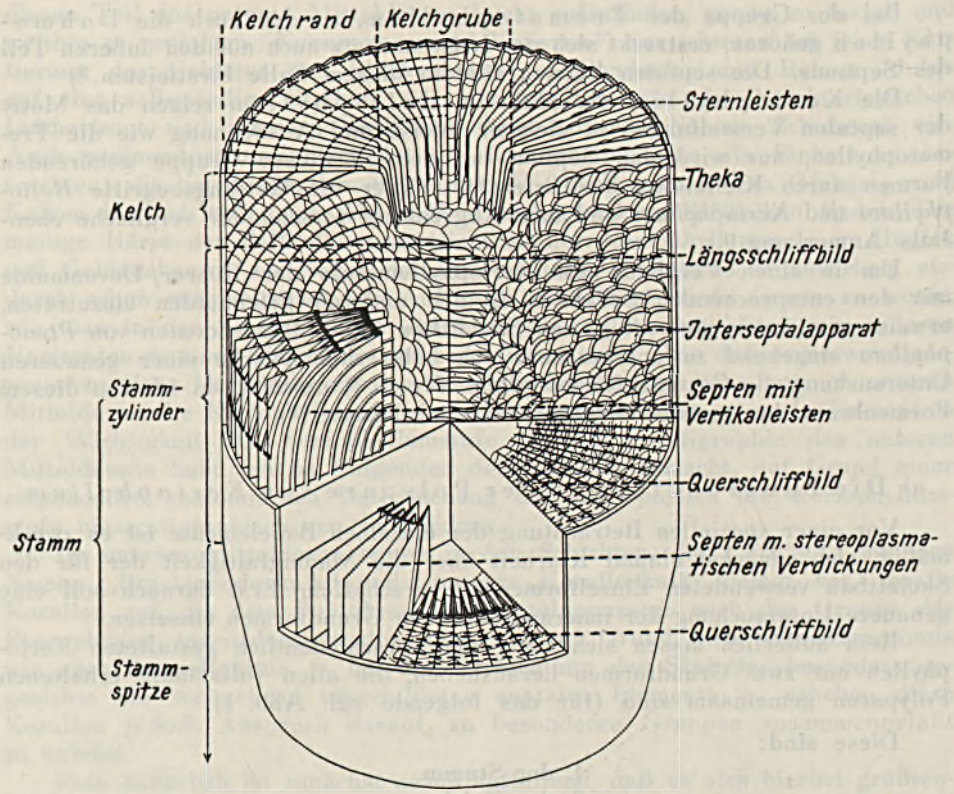


Abb. 1. Bau des Keriophyllumpolypars (schemat.)

3. Das horizontale Bauelement, der Interseptalapparat, entspricht vollständig dem von *Ptenophyllum*. Die Böden als das primär horizontale Element, haben sich weitestgehend in einzelne mehr oder weniger waagerecht gestellte Lamellen aufgelöst, die den innerhalb der Theka und zwischen den Septen gelegenen Raum weiterhin in Kammern unterteilen. Im Längsschnitt erscheinen die „Interseptallamellen" als Blasenschnitte. Die ursprüngliche Horizontalstellung ist bereits aufgegeben und, nach dem Außenrand mehr oder weniger steilgestellt, bestimmen diese interseptalen Lamellen die Form des Kelches.

1. Die äußere Gestalt der Polypare von *Keriophyllum* Wdkd.

Unter den Einzelkorallen der Gattung *Keriophyllum* Wdkd. lassen sich Kegel- und Pfriemenformen unterscheiden. Grundlegend für diese beiden Formen ist der kegelförmige Bau des Stammpolypars. Das einzelne Korallenskelett kann als Spitzkegel, als Kreisel oder als Stumpfkegel in Erscheinung treten, immer bleibt der kegelförmige Bautypus bewahrt. Auch die pfriemenförmigen Korallen unterliegen in ihrer Jugend diesem Baugesetz, wenn auch

der kegelförmige Bautyp in der Bildung des Stammzylinders zugunsten einer zylindrischen Bauweise aufgegeben wird. Die Stammspitze der Pfriemenformen kann ebenfalls wieder spitz- bis stumpfkegeligen Charakter besitzen. Der Stammzylinder, der eine beträchtliche Länge erreichen kann, ist oftmals so kurz, daß es schwer ist, eine scharfe Grenze zwischen kegelförmigen und pfriemenförmigen Korallen zu ziehen. Die Keriophyllen suchen im großen und ganzen ihren Charakter als Einzelkorallen zu behaupten. Daneben aber macht sich die Tendenz einer Sprossung stark bemerkbar, die späterhin zu koloniebildenden Stöcken überleiten kann.

Bei den pfriemenförmigen Korallen läßt sich eine axiale wie auch marginale Verjüngungs- oder Tochtersprossung erkennen [11]). Weitergehend können sich in der Kelchgrube eines Polypars mehrere marginale Teilungssprossen gleichzeitig herausbilden [11]), die unter Vergrößerung ihres Durchmessers schließlich durch Konkreszenz (n. Wedekind) der Länge nach miteinander verwachsen. Dies ist der letzte Schritt zur Koloniebildung. Eine solche geschlossene Kolonie zeigt am oralen Pol die einzelnen Sproßpolypare allseitig miteinander verwachsen und von polygonalem Querschnitt. Auch bei den kreiselförmigen Typen habe ich stellenweise eine innere Kelchsprossung feststellen können, die jeweils aber nur zur Bildung e i n e s Tochtersprosses führt. Eine Koloniebildung als das Endziel kann auch hier erreicht werden. Die Kolonien entstehen in diesem Falle nur unvollkommen und nur durch Koaleszenz (n. Wedekind) mehrerer Individuen.

Da die Form des Kelches gewissermaßen als Negativ des Fußblattes des Korallentieres erscheint, und somit sehr wesentlich vom Bau des Interseptalapparates abhängt, will ich mich an dieser Stelle nur auf wenige morphologische Bemerkungen beschränken.

Der Kelch, als einheitliches Formelement angesehen, stellt sich unter den einzelnen *Keriophyllum*-Arten durchaus nicht als morphologisch eindeutig definiertes Gebilde dar. Unter der Gesamtheit der Keriophyllenkelche habe ich sämtliche Übergänge vom krempenrandigen Trichterkelch über den Krempenkelch hinweg bis zum sattelrandigen Kelch feststellen können.

Bei der Kelchbetrachtung ist es notwendig, die Kelchform in die drei morphologischen Einzelelemente Kelchrand, Kelchabfall und Kelchgrund einzuteilen.

Jetzt zeigt es sich, daß die einzelne Kelchform durch folgende Größen bestimmt wird:

1. die Höhe zwischen Kelchgrund und Kelchrand,
2. die Breite der Zone des Kelchabfalles,
3. der Neigungswinkel zwischen Kelchabfall und Kelchrand.

Die drei bei den Keriophyllen auftretenden Kelchgrundformen, zwischen denen alle Übergänge möglich sind, sind als krempenrandiger Trichterkelch, als Krempen- oder sattelrandiger Kelch durch folgende Kriterien festgelegt.

11) Wedekind, R.: Abschnitt „Coelenterata" (Paläontologie). Handwörterbuch der Naturwissenschaften. 2. Auflage. Jena.

Der krempenrandige Trichterkelch: Die Höhe zwischen Kelchgrund und Kelchrand ist relativ groß, die Kelchtiefe beträgt ungefähr die Hälfte oder einen noch größeren Bruchteil des Durchmessers. Die Zone des Kelchabfalls ist nicht genau abgrenzbar, der Kelchabfall geht allmählich in den Kelchrand über. Der Neigungswinkel zwischen Kelchabfall und Kelchrand ist stets größer als 135°.

Der Krempenkelch: Die Höhe zwischen Kelchgrund und Kelchrand beträgt ungefähr ein Viertel der Länge des Durchmessers. Die Zone des Kelchabfalls ist schmal oder breit, stets aber scharf begrenzt. Der Neigungswinkel zwischen Kelchabfall und Kelchrand ist annähernd oder gleich einem Rechten.

Der sattelrandige Kelch: Er entspricht in den ersten zwei Größen denen vom Krempenkelch. Der Neigungswinkel zwischen Kelchrand und Kelchabfall ist im Mittel größer als ein Rechter, so daß schließlich die äußere Kelchbegrenzungslinie mit dem Kelchgrund in einer Ebene liegt. Es kann soweit gehen, daß sogar die durch die äußere Kelchbegrenzungslinie gebildete Ebene wesentlich tiefer liegt als der Kelchgrund.

An der Skulptur der Keriophyllenkelche sind in hervorragender Weise die Septen beteiligt, die in ziemlich dicht gestellten radialen Leisten in Erscheinung treten, und die sich vom Rand bis in die Mitte der Kelchgrube verfolgen lassen. Modifiziert werden diese „Sternleisten" durch mehr oder weniger senkrecht zu ihnen gestellte kleinere Leistchen, als welche die später zu beschreibenden Vertikalleisten an der Skulptur des Kelches teilnehmen. Dieser Vertikalleistenbesatz ist im allgemeinen nur auf den Kelchrand beschränkt. Bei manchen Formen tragen diese vertikalen Kielleisten wiederum senkrecht zu ihnen gestellte Versteifungen, was stellenweise, manchmal auch total zu einer Auflösung sämtlicher Skulpturelemente in ein maschenartiges Leistensystem führen kann.

Die interseptalen Elemente sind zwar bestimmend für die Gesamtform des Kelches, beteiligen sich aber nur unwesentlich an der Skulptur desselben.

Nach ihrer äußeren Form definiere ich die Keriophyllen kurz in der folgenden Weise:

Es sind Polypare von pfriemenförmigem, kegeligem oder kreiselförmigem Habitus, die einen krempenrandigen Trichterkelch, reinen Krempenkelch oder sattelrandigen Kelch besitzen.

Der Kelch zeigt dicht gestellte Sternleisten mit mehr oder weniger stark ausgebildeten vertikalen Versteifungen.

Diese Definition genügt jedoch nicht, um sie äußerlich in eindeutiger Weise von dem Parallelformenkreis der Trematophyllen-Dohmophyllen zu trennen. Hier muß eine eingehende Untersuchung des inneren Aufbaus einsetzen.

2. Der innere Aufbau von *Keriophyllum* Wdkd.

Am inneren Aufbau der Polypare sind, wie schon oben erwähnt, vertikale und horizontale Elemente in gleicher Weise beteiligt. Die vertikalen Bauformen bestehen in den Septen sowie ihren Differenzierungen und Modifizie-

rungen. Als horizontales Element wirkt der gesamte Interseptalapparat. Die Untersuchung der inneren baulichen Verhältnisse geschah an Hand von Dünnschliffen. Die beigegebenen Zeichnungen sind genau nach der Natur angefertigt.

Die vertikalen Bauelemente

Die vertikalen Bauelemente bestehen in den Septen und den Vertikalleisten sowie ihren Modifikationen und Differenzierungen.

Die Septen:

Die Gattung *Keriophyllum* Wdkd. übernimmt den Septenapparat grundsätzlich in der Ausgestaltung, wie sie bei der Gattung *Ptenophyllum* Wdkd. erreicht wird. Die Septen bewahren zunächst ihren Charakter als vertikal gestellte Scheidewände. Ihre Stellung im Polypar ist radiär oder weicht doch nur wenig von einer Radiärstellung ab. Die Abweichung von der radiären Septenanordnung kann in der einen Hälfte des Polypars zu einer fiederförmigen Stellung führen. Diese Erscheinung macht sich vor allem in der Stammeshälfte bemerkbar, welche auf dem Querschnitt durch die beiden Hauptquadranten (n. Wedekind u. Vollbrecht) verkörpert wird. Die Radiärstellung der septalen Scheidewände kann außerdem noch durch eine Verbiegung des inneren Teiles der Septenfläche modifiziert werden; daraus resultiert eine Einrollung der inneren Septenränder.

Ihrer räumlichen Erstreckung nach sind Septen erster Ordnung von Septen zweiter Ordnung zu unterscheiden. Die ersteren reichen bis in die Mitte des Polypariums und können dort sogar zusammenstoßen, doch lassen sie vielfach auch einen Raum frei. Die letzteren springen nicht so weit von der Theka vor in das Lumen des Polypariums hinein.

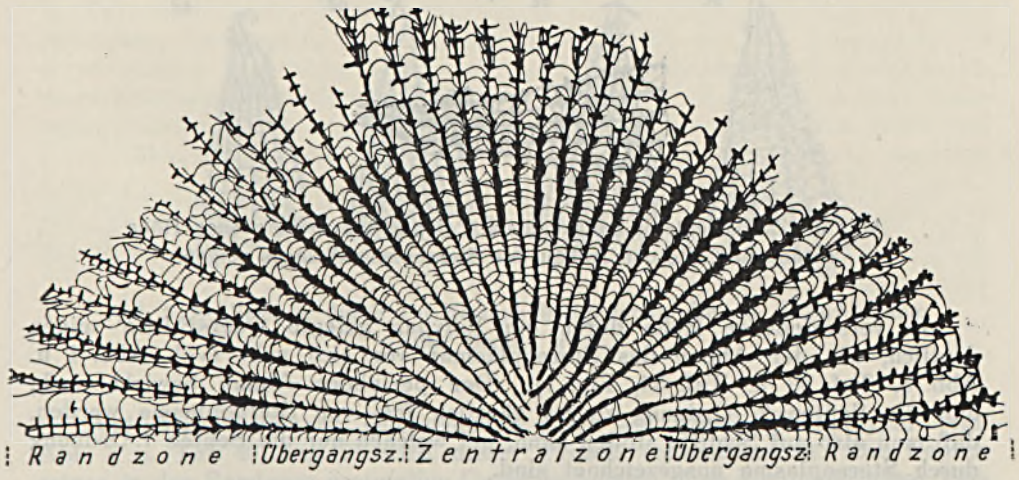


Abb. 2. Halber Querschnitt durch ein Keriophyllumpolypar.

Auf Querschliffen (vgl. Abb. 2) zeichnen sich die Septenblätter als einfache, radiale Linien ab. In vorliegendem Falle ist die strenge Radiärstellung zu einer fiederförmigen Anordnung abgewichen. Die Septen 1. Ordnung

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

reichen bis in das Zentrum des Polypars, ohne jedoch dort zusammenzustoßen. Die Septen 2. Ordnung treten kaum über die Übergangszone hinaus in das Zentrum der Koralle hinein. Soll ein zentraler Längsschliff einen Einblick in die Natur der Septen zulassen, so muß die Schleiffläche genau mit den Septenblättern zusammenfallen. Im Idealfall zeichnen sich darauf die Septen als milchig-transparente Flächen ohne jegliche Differenzierung ab. Doch auch auf Längsschnitten, die nach anderen Gesichtspunkten angefertigt wurden (vgl. Abb. 12 u. Abb. 13), kann man in der Schlotzone die Septen in mehr oder weniger breiten Schnittfiguren antreffen. Es ist einleuchtend, daß die zentral gelegenen dünnen Schnittlinien die Septen nahezu senkrecht, die nach der Peripherie der Schlotzone zu gelegenen flächenhaften Schnittbilder die Septen schräg geschnitten abzeichnen.

Ein stereoplasmatischer Belag fehlt den Septen fast durchweg, nur bei einigen Arten ist in der Jugend noch ein deutlicher Stereoplasmabelag auffallend. Die stereoplasmatischen Auflagerungen finden sich nur an den Columellarrändern und den inneren Teilen der Septenblätter. Die Anreicherung von Stereoplasma kann dabei in solch starkem Maße auftreten, daß freie Interseptalräume auf ein Minimum beschränkt werden oder auch ganz fehlen. Alterspräponderant unterliegt dieser Stereoplasmabelag einem peripheren Abbau, so daß die Septen im Reifestadium der Korallen keinerlei Spuren von Stereoplasma mehr aufweisen. Diese Verhältnisse erinnern sehr stark an den Bau der Astrophyllumsepten.

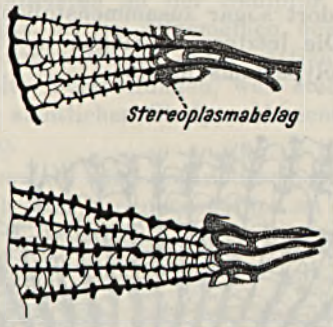


Abb. 3. Zwei Septenkomplexe, dem Polypar in verschiedener Höhe entnommen, die den Abbau des Stereoplasmabelages zeigen.

In verschiedener Höhe durch ein Polypar gelegte Querschliffe zeigen deutlich, wie der Abbau des Stereoplasmas vor sich geht (vgl. Abb. 1 u. Abb. 3, Taf. 33 u. Taf. 34, Fig. 1). Der periphere Abbau bewirkt auch, daß die Septen 2. Ordnung zuerst gänzlich frei von Stereoplasma werden, daß man also auf Schliffe stoßen kann, bei welchen nur die Septen 1. Ordnung durch Stereoplasma ausgezeichnet sind.

Das Septum braucht nicht an seiner Form als streng vertikal gestellte, ebene Scheidewand festzuhalten. Es zeigt im einfachsten Normalfalle meist schon unregelmäßige Verbiegungen seines Verlaufes, wie ja alle Bauformen nicht als streng geometrische Gebilde aufzufassen sind. Das Septenblatt kann aber durch eine systematische Verknickung, die durch eine besondere Ein-

fügung weiterer vertikaler Elemente bedingt wird, eine faltige Gestalt erhalten. Letztere wird sich auch bewahren, wenn die sie bedingenden Raumelemente durch alterspräponderante Rückbildung in Wegfall geraten sind. Das Septenblatt erscheint in solchem Falle als wellig verbogene Scheidewand, deren Verbiegung den Eindruck einer septalen Degeneration erweckt.

Auf einem Querschliffbild (vgl. Abb. 4 u. Taf. 36, Fig. 2) ist ein derartig umgebildeter Septenapparat in einem Ausschnitt zur Darstellung gebracht. Die Septen erscheinen in der peripheren Zone als stark verbogene Linien. Dieser Fall von septaler Degeneration ist verhältnismäßig selten, wenn nicht nur Ausnahme, bedingt durch eine Wachstumsbeschränkung des Polypars. Die Vertikalleisten sind außerordentlich stark reduziert.



Abb. 4. Septenkomplex mit randlich stark verbogenen Septen.

Eine zweite Möglichkeit septaler Rückbildung beschreitet den Weg über eine Aufschlitzung des Septums. Der randlich gelegene Teil des Septums wird von innen nach dem äußeren oralen Pol zu in einen Septenrost aufgelöst.

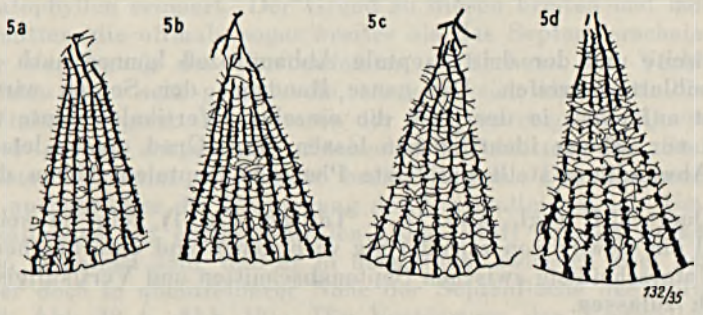


Abb. 5. Schliffserie durch ein Keriophyllumpolypar, die die Aufschlitzung der Septen zeigt.

Auf einer Serie von Querschliffen durch ein Keriophyllumpolypar (vgl. Abb. 5 u. Taf. 40, Fig. 2) wird dieser Prozeß veranschaulicht. Die Septen zeigen in der Randzone erstmalige Unterbrechungen ihres kontinuierlichen Verlaufes, die allmählich weiter peripher fortschreiten und endlich sich über die gesamte Randzone erstrecken. Kurze Septenstücke bezeichnen in der Randzone den ehemaligen Verlauf des Septums. Da die verbliebenen Vertikalleisten eine starke Verdickung zeigen, so gewinnt die daraus resultierende Annahme an Wahrscheinlichkeit, daß das durch Aufschlitzung freigewordene

Septenmaterial zur Verdickung der Vertikalleisten Verwendung findet, daß die Rückbildung der Septen zugunsten der Ausbildung von weiteren vertikalen Bauelementen vor sich geht.

Der dritte Degenerationsprozeß beginnt peripher und spaltet das Septenblatt von außen her auf. Der eingeschlagene Weg kann über eine vorherige Verdickung des Septenblattes führen, oder er verzichtet auf eine solche.

Beigegebener Querschliff demonstriert das Motiv der septalen Aufspaltung sehr deutlich. Dabei zeigen die Septenblätter, die von der Aufspaltung betroffen werden, ohne daß eine Verdickung vorausgegangen ist, daß die Aufspaltung auf Kosten ihrer Dicke vor sich geht (vgl. Abb. 6 u. Taf. 37). Den Vorgang der Septenaufspaltung mit vorhergehender Verdickung zeigen Abb. 16 und Abb. 18. Auf einem Tangentialschnitt läßt sich die Aufspaltung der Septenblätter in vertikaler Richtung verfolgen (vgl. Abb. 19). Alle Querschliffe zeigen das eine übereinstimmend, daß der strenge Septencharakter auch hier verloren geht, um die stärkere Ausbildung eines Netzwerkes von vertikalen Bauelementen zu gewährleisten.

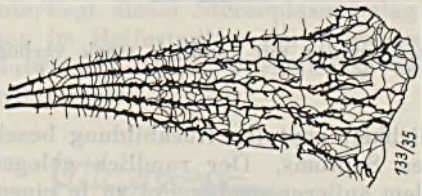


Abb. 6. Die Septenblätter dieses Ausschnittes werden von der Peripherie her aufgespalten.

Der zweite und der dritte septale Abbauprozeß können auch gemeinsam das Septenblatt angreifen. Die ganze Randzone der Septen wird dann in einen Rost aufgelöst, in dem sich die einzelnen Vertikalelemente nicht mehr oder doch nur schwer identifizieren lassen. Der Grad dieser letztgenannten septalen Abwandlung stellt die letzte Phase im septalen Abbau dar.

Der Querschliff (vgl. Abb. 17 u. Taf. 38, Fig. 1) zeigt in seinem randlichen Teil ein Gewirr von wurmförmig verbogenen und unterbrochenen Linien, die eine Unterscheidung zwischen Septenabschnitten und Vertikalleistenstücken kaum noch zulassen.

Die Vertikalleisten:

Die Septen sind in der Übergangs- und Randzone durch zahlreiche mehr oder weniger senkrecht zu ihnen stehende dünne Linien ausgezeichnet. Sie tragen nach Wedekind den Namen Vertikalleisten und stellen gewissermaßen beiderseits des Septenblattes angebrachte vertikale Versteifungen desselben dar. Diese Vertikalleisten (= Kielleisten) sind es, die den Keriophyllumsepten ihr kennzeichnendes Gepräge verleihen. Mit ihrer Hilfe lassen sich die Septen von *Keriophyllum* Wdkd. eindeutig von den Ptenophyllumsepten trennen, und sie bilden so ein Hilfsmittel, die Gattungen *Keriophyllum* Wdkd. und *Ptenophyllum* Wdkd. genau voneinander abzugrenzen.

Der Verlauf dieser vertikalen aus septalem Material bestehenden Leisten ist auf den Septenflächen stets genau fixiert. Die allgemeine von ihnen innegehaltene Richtung läuft von der Theka nach dem inneren oralen Pol zu, dabei beherrschen sie nur das Gebiet der Mantelzone und reichen nicht in die Schlotzone hinein. Charakteristisch für sie ist, daß sie immer senkrecht zu den horizontalen Elementen gestellt sind. Durch dieses Baugesetz in ihrer Lage festgelegt, laufen sie im großen und ganzen einander parallel, nur wenn sich oralwärts neue Vertikalleisten zwischen die schon vorhandenen einschalten, wird die Parallelstellung vorübergehend aufgegeben. Ihr Ansatz an der Theka geschieht unter einem sehr spitzen Winkel, sie steigen dann fast senkrecht auf und biegen allmählich nach der Mitte des Polypars zu um. Diese Verbiegung braucht nur einen geringen Grad zu besitzen, doch kann sie andererseits so stark werden, daß die Vertikalleisten im Zentrum der Koralle fast horizontal stehen, daß also der Beugungswinkel einem Rechten nahezu gleich kommt. Die Breite ihrer Umbiegungszone ist abhängig von der Breite der Steilzone der Anwachslinien (s. u. die horizontalen Bauelemente) und somit von der Breite des Kelchabfalles. Der Grund für diese Erscheinung ist mit der Gesetzmäßigkeit ihrer Einfügung in das Bausystem festgelegt.

Der Querschliff (vgl. Abb. 2) zeigt die Vertikalleisten in Schnittfiguren, die in Gestalt von kurzen, annähernd senkrecht zum Septum stehenden Linien erscheinen. Dieselben können gerade sein oder auch leichte Verbiegungen besitzen. Ihre Schnitte gleichen sich übrigens nicht überall auf dem Gesamtquerschnitt. Während sie in der Randzone in Gestalt von dünnen Linien wahrgenommen werden, gewähren die Leistenschnitte in der Übergangszone ein mehr flächenhaftes Bild, das stark an die Schnitte der Firstleisten bei den Trematophyllen erinnert. Der Grund zu diesen breiten und mehr flächenhaften Schnitten, die oftmals sogar breiter als das Septum erscheinen können, ist in der Verbiegung der Vertikalleisten zu suchen. Die Verbiegung der Vertikalleisten kann sehr gering sein, sie kann sich aber auch bis zu einem rechten Winkel steigern. Ist ersteres der Fall, so zeigt der Querschnitt nur wenige und gering ausgeprägte flächenhafte Schnitte. Die Steilzone der Vertikalleisten erscheint als relativ breite Region. Die Steilzone erscheint schmal, je ausgeprägter die Verbiegung der Vertikalleisten ist. Um die Natur der Vertikalleisten auf einem zentralen Längsschliff ablesen zu können, muß derselbe so orientiert sein, daß er in dem Raum zwischen zwei benachbarten Septen aber doch in unmittelbarer Nähe der Septenfläche des Polypar durchsetzt. (Vgl. Abb. 12 u. Abb. 13). Die Verbiegung der Vertikalleisten nach dem Zentrum zu kommt klar zum Ausdruck. Der unterbrochene Verlauf erklärt sich daraus, daß die Vertikalleisten nicht konstant die gleiche Höhe besitzen, daß das Septenblatt nicht mit mathematischer Genauigkeit eine ebene vertikale Scheidewand darstellt, und daß der Längsschliff kein ideal zentraler Längsschnitt ist. Die senkrechte Stellung zu den Anwachslinien des Interseptalapparates geht ebenfalls aus den Schliffen hervor. Ausgesprochen steil gestellte Vertikalleisten mit nur geringfügiger Verbiegung sind auf Taf. 41, Fig. 1 c abgebildet.

Ontogenetisch kann das Bauelement der Vertikalleisten folgenden Veränderungen unterworfen sein. Das Mittelblatt des Septums beginnt an verschiedenen Stellen septales Material zu konzentrieren. Es entstehen kleine

Anschwellungen im Septenblatt, die als Primitivanlagen der Vertikalleisten zu deuten sind.

Auf einem Querschliff erscheinen diese Vorstufen oder Primitivanlagen der Vertikalleisten als spindel- bis knotenförmige Verdickungen des Septenschnittes (vgl. Abb. 3 u. Taf. 34, Fig. 1 b). In diesem Falle sind die Anlagen der vertikalen Versteifungen noch von den Stereoplasmamassen umgeben.

In der Jugend haben die Septen eines Polypars nur wenig vertikale Versteifungen aufzuweisen, ihre Zahl wächst jedoch oralwärts unter Zwischenschaltung neuer Vertikalleisten . Im Reifestadium besitzen die Septen sehr zahlreiche und zumeist auch ziemlich dichtgestellte Vertikalleisten.

Vergleiche hierzu ein quergeschnittenes Jugendstadium (Abb. 3) mit einem Querschnitt durch ein Stadium der Reife (Abb. 7 u. Abb. 11).

Die Vertikalleisten mancher Polypare sind ausgesprochen kurz, bei anderen Formen wiederum weisen sie eine beträchtliche Länge auf.

Ihrer Stellung nach sind Vertikalleisten mit korrespondierender Anordnung von solchen zu unterscheiden, die alternierend an beiden Seiten des Septums stehen. Dabei kommen oft beide Positionen bei ein und demselben Polypar vor, das heißt, daß die immer primär auftretende korrespondierende Anordnung späterhin in eine alternierende übergeht. Lediglich nach Art und Weise, ob überhaupt ein Wechsel in der Stellung der Vertikalleisten eintritt, ob derselbe früh oder spät einzugreifen beginnt, und ob er als allgemein gültiges Gesetz in den Bauplan einbezogen wird und sich nicht nur ausnahmsweise auf einige Septenkomplexe beschränkt, ergibt sich eine Unterscheidung der Septen und somit der Polypare. Bei der alternierenden Anordnung der vertikalen Versteifungen erfährt das Septenblatt jene schon oben erwähnte Verknickung.

Die Querschnitte (vgl. Abb. 7 u. Abb. 8) setzen die Begriffe der korrespondierenden und alternierenden Vertikalleisten auseinander. Es ist möglich, daß sich an ein und demselben Septenschnitt beide soeben beschriebenen Vertikalleistenstellungen finden. In diesem Falle ist es bemerkenswert, daß sich die alternierende Stellung stets peripher findet, und daß nach der Zentralzone zu die Vertikalleisten noch in ihrer korrespondierenden Stellung verharren. Ebenso setzt eine Verknickung des Septenblattes bei alternierender Stellung der Vertikalleisten, die sich auf dem Querschnitt als zickzackförmige Linie abzeichnet, stets peripher ein, um nach dem Zentrum zu fortzuschreiten.



Abb. 7. Septen mit korrespondierend gestellten Vertikalleisten.

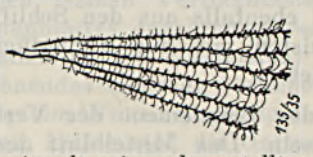


Abb. 8. Septen mit alternierend gestellten Vertikalleisten.

Weitere Unterscheidungen im Vertikalleistenbesatz werden dadurch möglich gemacht, daß zu den Vertikalleisten der ersten Ordnung solche der zweiten und noch höheren Ordnungen treten können. Bei einer weitgehenden Durchführung dieses Motives kommt es letzten Endes zur Herausbildung eines Maschengewebes, das so stark ausgebildet werden kann, daß benachbarte Septenkomplexe vermöge ihres Vertikalleistenbesatzes miteinander verschmelzen können.

Die quergeschnittenen Septenkomplexe (vgl. Abb. 9 u. Abb. 10) zeigen den Beginn einer derartigen Maschennetzbildung, einmal ausgehend von korrespondierend gestellten Vertikalleisten 1. Ordnung, zum anderen bilden alternierend angeordnete vertikale Versteifungen 1. Ordnung den Ausgangspunkt für eine randliche Maschengewebebildung. Die Vertikalleisten der 1. Ordnung tragen solche der zweiten, diese ihrerseits solche der dritten usw. usw. Die beginnende Verschmelzung benachbarter Septenkomplexe zeigt Abb. 16.

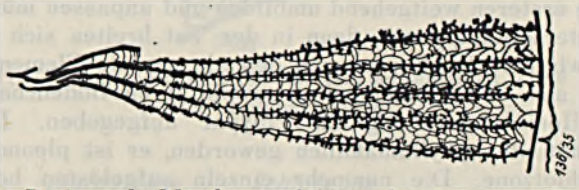


Abb. 9. Beginnende Maschennetzbildung bei korrespondierender Vertikalleistenstellung.



Abb. 10. Beginnende Maschennetzbildung bei alternierender Vertikalleistenstellung.

Neben einer Tendenz, die das Bestreben zeigt, mit Hilfe der Vertikalleisten ein randliches System von vertikalen Elementen aufzubauen, besteht die Möglichkeit, daß die vertikalen Leisten einfach bleiben. Sie werden in diesem Falle auf Kosten des septalen Materials verstärkt.

Vergleiche hierzu Abb. 5 und Taf. 40, Fig. 2. Das für die Verdickung der Vertikalleisten freiwerdende Material wird den Septenenden entzogen, die sich infolgedessen in einem Septenrost umzubilden beginnen.

Ein letzter Gestaltungsprozeß baut die Vertikalleisten ab. Der Prozeß greift besonders die randliche Zone an und schreitet nach dem Zentrum wie nach dem oralen Pol zu vor. Ich habe eine derartige Rückbildung nur bei Vertikalleisten feststellen können, die eine alternierende Stellung inne hatten.

Der schon oben erwähnte Querschnitt (vgl. Abb. 4 u. Taf. 36, Fig. 2) zeigt den vom Rande her einsetzenden Abbau der Vertikalleisten. Die Septen sind in der peripheren Zone gänzlich frei von irgendwelchem Vertikalleistenbesatz und zeigen nur noch jene schon erwähnten wellenförmigen bis mäandrischen

Verbiegungen, die noch an die durch die alternierenden Vertikalleisten bedingte zickzackförmige Verknickung des Septenschnittes erinnern.

Die sich immer wieder bemerkbar machende Bestrebung, die vertikalen Elemente, seien es nun Septen oder die Vertikalleisten, umzubilden, zeigt sich nur in der Randzone und benutzt vorzugsweise ein Vordringen von der Peripherie nach dem Zentrum zu. Es ist dabei gleichgültig, ob es sich um einen Fortschritt oder eine Rückbildung in der Gestaltungsweise handelt. Da die vertikalen Elemente vielfach zu den Bauformen der horizontalen Elemente in gesetzmäßiger Beziehung stehen, ist es notwendig, auch die horizontalen Bauformen genauer zu untersuchen.

Die horizontalen Bauelemente

Es ist klar, daß bei der Einfügung der primär horizontalen Baugrundformen, der Böden, in ein schon vorhandenes System von vertikalen Elementen sich die ersteren weitgehend umbilden und anpassen müssen. Die Böden werden zum Interseptalapparat, denn in der Tat breiten sich die horizontalen Bauelemente zwischen den Septen und den als septale Elemente zu wertenden Vertikalleisten aus. Die Böden haben sowohl ihren Bodencharakter wie auch ihre strenge Horizontalstellung im Polypar aufgegeben. Der Interseptalapparat ist somit ptenophyllumähnlich geworden, er ist pleonophor mit blasig aufgelöster Schlotzone. Die nunmehr einzeln aufgelösten horizontalen Baugrundformen besitzen alle einen mehr oder weniger blasenförmigen Charakter und haben eine annähernd schüsselförmige Anordnung inne, die auf dem Längsschnitt in gewissen Linien als die sogenannten Anwachslinien in Erscheinung treten, und die in ihrer Form sozusagen die Bauschablone für den Kelch darstellen. Sie unterscheiden sich einmal nach Größe und Form, in der Hauptsache jedoch nach ihrer Stellung und Anordnung im Polypar. Zweckmäßig ist es, bei der Betrachtung der einzelnen interseptalen Elemente von den einzelnen Bauzonen im Polypar auszugehen, die den Formelementen des Kelches entsprechen. Es lassen sich so unterscheiden:

1. Die Randzone, entsprechend dem Kelchrand,

2. Die Übergangszone, entsprechend dem Kelchabfall. Beide Regionen zusammen ergeben den Begriff „Mantelzone".

3. Die Zentral- oder Schlotzone, entsprechend dem Kelchgrund. Die Schlotzone läßt sich ihrerseits wieder gliedern in eine periphere und eine zentrale Region.

Das Querschliffbild durch ein Keriophyllumpolypar, vergleiche Abb. 2, zeigt, den Verhältnissen beim Kelch angeglichen, drei infolge ihrer Morphologie verschiedene konzentrische Zonen. Im Zentrum sind zwischen den Schnitten der Septen 1. Ordnung noch Schnitte durch einen verhältnismäßig großblasigen Interseptalapparat sichtbar. Diese relativ einfach gebaute Zentralzone unterscheidet sich von einer peripher gelegenen Randzone dadurch, daß die Septenschnitte der letzteren durch die dünnen Schnittlinien der Vertikalleisten ausgezeichnet sind. Außerdem sind die septalen Schnittbilder in der Randzone oft weitgehend modifiziert. Auch die Schnitte des Interseptalapparates sind nicht immer einfach. Die Randzone kann also ein ziemlich kompliziertes Bild bieten. Die zwischen beiden gelegene Übergangszone, charakterisiert durch die sehr dicht gestellten Schnitte des Interseptalapparates

und die flächenhaften Schnitte der Vertikalleisten, entspricht dem Abfall des Kelches. Daraus geht hervor, daß die Zentralzone der Region des Kelchgrundes und die Randzone der Region des Kelchrandes gleichzusetzen sind.



Abb. 11. Halber Längsschliff, in der septenfreien Zone durch das Polypar gelegt.

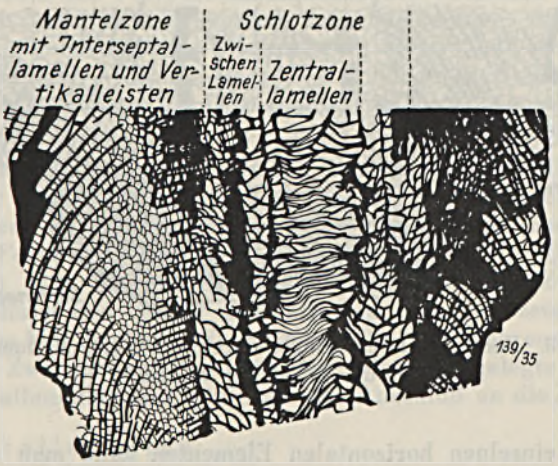


Abb. 12. Zentraler Längsschnitt durch ein Keriophyllumpolypar in der Nähe des Septums.

Der Längsschnitt muß so orientiert sein, daß er entweder genau in der Zentrale zweier sich gegenüberliegender Interseptalräume oder im Interseptalraum in der Nähe der Septalebene das Polypar durchsetzt. (Vgl. Abb. 11, Abb. 12 u. Abb. 13, Taf. 35, Fig. 1 b, Taf. 33, Fig. 1 e u. Taf. 40, Fig. 1 b.) Eine Mantelzone läßt sich auf den ersten Blick von einer Schlotzone unterscheiden. Erstgenannte ist durch die Schnitte der Vertikalleisten hinreichend charakterisiert, die in der letztgenannten vollständig fehlen. Das Interseptalgewebe der ersteren ist von kleinblasigem, das der letzteren von großblasigem Charakter. Eine Aufteilung der Mantelzone in Rand- und Übergangszone wie

auch eine Gliederung der Schlotzone in einen inneren und äußeren Teil geschieht mit Hilfe des Verlaufes der Anwachslinien. Diese Anwachslinien setzen von der peripheren Begrenzungslinie unter einem Winkel ab, der von einem Rechten nicht allzusehr verschieden ist. Nach innen zu erfahren diese Linien plötzlich eine starke Verbiegung, indem sie eine mehr oder weniger steile Stellung gegenüber der randlichen, flacheren einnehmen. Sie bilden in der Steilzone gegen die Außenwand einen sehr spitzen Winkel, der dem Werte Null sehr nahe kommen kann. In der Schlotzone orientieren sich die Anwachslinien wieder horizontal, sie können sogar im Zentrum der Schlotzone domförmig emporgewölbt sein. Flach- und Steilzone der Anwachslinien sind den Kelchelementen Rand und Abfall gleichzusetzen, sie entsprechen auf dem Querschnitt der Rand- und Übergangszone. Die zentrale Flachzone oder ihre Herauswölbung entspricht dem Kelchgrund. Dabei bildet die Region des Überganges von der Steilzone in die zentrale flache die äußere und die am meisten zentral gelegene Flachzone, die auch domförmig emporgewölbt sein kann, die innere Schlotzone.

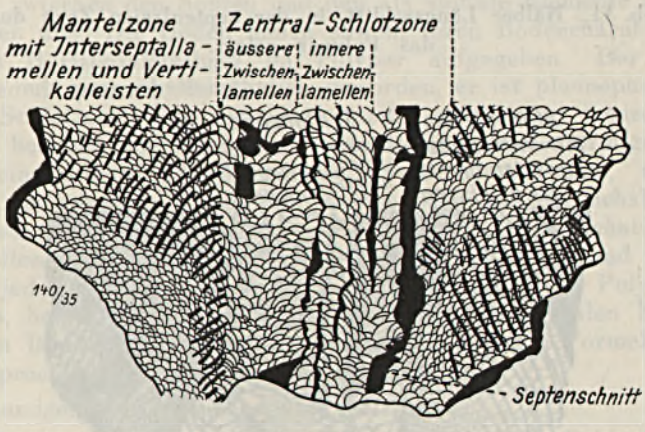


Abb. 13. Zentraler Längsschnitt durch ein Keriophyllumpolypar in der Nähe der Septen.

Unter den einzelnen horizontalen Elementen kann man nach ihrer Form ausscheiden:

a) die Zentrallamellen,
b) die Zwischenlamellen,
c) die Interseptallamellen,
d) die Intervertikalleistenlamellen.

Die Zentrallamellen:

Die Zentrallamellen sind die am meisten zentral gelegenen Schlotlamellen, die sich als Blasen von einem flachen und fast bodenförmigen Habitus präsentieren. Sie können in vertikaler Richtung dicht übereinander angeordnet sein, oftmals ist aber ihre Aufeinanderfolge durch größere Zwischenräume getrennt.

Auf dem Längsschnitt (vgl. Abb. 12 u. Taf. 36, Fig. 2 c, Taf. 33, Fig. 1 e, Taf. 37, Fig. 1 c u. Taf. 38, Fig. 1 c) ist der Charakter der Zentrallamellen ohne weiteres zu erkennen. Auf einem Querschliffbild zeichnen sich diese Zentrallamellen in ausgedehnten, nach außen zu konvexen Schnittbildern ab (vgl. Taf. 37, Fig. 1 a, Taf. 38, Fig. 1 a), das Zentrum des Querschliffes ist jedoch fast immer frei von Schnitten interseptaler Herkunft (vgl. Taf. 33, Fig. 2 b).

Das Auftreten von Zentrallamellen in der Schlotzone bedeutet nicht etwa ein systematisches Kriterium für die Gattung *Keriophyllum*. Es handelt sich bei den Zentrallamellen nur um ein morphologisches Einzelelement der horizontalen Baugrundformen, das auch durch Zwischenlamellen ersetzt werden kann.

Die Zwischenlamellen:

Die Zwischenlamellen bauen im Falle, daß die innere Schlotzone von Zentrallamellen eingenommen wird, die Region der äußeren Schlotzone auf. Sind jedoch die inneren Schlotlamellen keine ausgesprochenen Zentrallamellen, so entsteht jene schon erwähnte domförmige Aufbiegung des zentralen Teiles der Anwachslinien, deren Verlauf dann ebenfalls durch Zwischenlamellen gekennzeichnet ist. Dies ist besonders der Fall, wenn die Septen erster Ordnung im Zentrum des Polypars zusammenstoßen. Darnach läßt sich unterscheiden zwischen äußeren und inneren Zwischenlamellen, die je nach ihrer durch die Anwachslinien fixierten Stellung die äußere und innere Schlotzone voneinander abtrennen. Morphologisch, wie auch ihrer Stellung im Polypar nach, stehen sie zwischen den Zentrallamellen und den noch zu beschreibenden Interseptallamellen.

Auf einem Längsschnitt (vgl. Abb. 11, Abb. 12 und Abb. 13) erwecken die Schnittbilder der Zwischenlamellen den Eindruck, als handele es sich um Interseptallamellen von größeren Dimensionen. Im übrigen sind diese Schnittfiguren in ihrer Form nicht besonders auffallend. Auch der Querschnitt (vgl. Taf. 33, Fig. 2 b) läßt charakteristische Schnittlinien der Zwischenlamellen vermissen. Die durch den Schliff geschnittenen Lamellen zeigen einmal konvexe, zum anderen Mal konkave Linien gegen die Randbegrenzung. In Wahrheit besitzen die Zwischenlamellen keine besonders festgelegte Form, sie sind größere Interseptallamellen und vermitteln den Anschluß an die Zentrallamellen.

Die Interseptallamellen:

Unter Interseptallamellen versteht man jene horizontalen Bauelemente, die in der Rand- und Übergangszone zwischen den Septen ausgespannt sind. Es sind halbkugelförmige Schalen, die ihre Wölbung dem Zentrum der Koralle zugekehrt haben. In der Mediane besitzen sie in den meisten Fällen eine Einsattelung. Eine strenge Definition der Anordnung im Polypar läßt sich hier nicht geben, da sie sich der räumlichen Ausbreitungsmöglichkeit zwischen den Septen und Vertikalleisten durchaus anzupassen suchen, und da sie durch die Anwachslinien andererseits in ihrer Anordnung festgelegt sind. Die Anwachslinien stehen immer senkrecht zu der Richtung der Vertikalleisten.

Auf Querschliffbildern (vgl. Abb. 2) zeigen die Interseptallamellen im allgemeinen konvexe Formen gegen die Peripherie. Nur randlich können sie zugunsten von konkaven Schnittlinien verlorengegangen sein. Der Stellung

der Interseptalblasen nach müßten sich, falls es sich um halbkugelige Schalen handelte, die Krümmungsverhältnisse der Schnittbilder genau umgekehrt verhalten. Die Erklärung ist darin zu sehen, daß die mediane Einsattelung sich in den meisten Fällen über die ganze einzelne Interseptallamelle erstreckt. Die Konvexität bzw. Konkavität tritt manchmal in solch starkem Maße auf, daß die seitlichen Schenkel dieser Lamellen in sehr spitzem Winkel von dem Septum absetzen und stückweise den Septen fast parallel laufen. Zuweilen erscheinen in der Mitte der Interseptalräume Schnitte von Interseptallamellen, die paarweise in verschiedener Richtung gekrümmt sind, es ist sogar möglich, daß ovale bis kreisförmige Schnittfiguren entstehen. Diese Schnitte treffen das Interseptalgewebe in unmittelbarer Nähe von dem Zusammentreffen zweier Interseptallamellen. Zeigen sich auf dem Querschnitt in der Randzone überall derartige Schnittbilder, so ist es notwendig, daß die Anwachslinien der Interseptallamellen nach dem Außenrande so stark verbogen sind, daß sie in der Horizontalen verlaufen. Geht die Verbiegung der Anwachslinien über die Horizontale hinaus, so erscheinen randlich die Interseptallamellen in Konkavschnitten gegen die Peripherie (vgl. Abb. 7). Weitere Komplikationen bei den Interseptallamellenschnitten erklären sich aus der körperlichen Gestalt derselben und aus dem Verlauf der Anwachslinien. Dieser Verlauf ist es auch, der bestimmend ist für die dichte Stellung der Interseptallamellenschnitte in der Übergangszone. Einen guten Einblick in die Natur der Interseptallamellen gewährt ein tangentialer Längsschnitt (vgl. Abb. 14). Besonders gut zu erkennen ist hier die sattelförmige Eindellung in der Mediane der interseptalen Lamellen. Der Längsschnitt (vgl. Abb. 11, Abb. 12 u. Abb. 13) zeigt die Interseptallamellen lediglich als Schnittlinien von halben Kugelschalen.

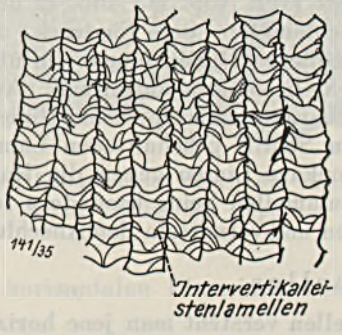


Abb. 14. Tangentialer Längsschnitt durch die Randzone eines Keriophyllumpolypars.

Die Intervertikalleistenlamellen:

Die Intervertikalleistenlamellen besitzen keine ihnen charakteristische Gestalt. Es sind konvexe oder konkave Kalklamellen, die zwischen Septum, Vertikalleisten und Interseptallamellen ausgespannt sind. Man könnte sie als Interseptallamellen von exponierter Stellung auffassen.

Auf einem Querschnitt (vgl. Abb. 15) zeichnen sich die Intervertikalleistenlamellen als dünne, zwischen den Vertikalleisten angeordnete Linien ab, die

eine mehr oder weniger parallele Orientierung zum Septum zeigen. Bei flüchtiger Betrachtung kann es den Anschein erwecken, als handelte es sich bei diesen Schnittlinien um irgendwelche Abspaltungen des Septums. Es liegt in der Natur der Intervertikalleistenlamellen, daß sie im zentralen Längsschnitt eindeutig zu identifizierende Schnittbilder vermissen lassen. Um diese Formen auf einem Schliffbild zur Darstellung zu bringen, sind Schliffe notwendig, die genau in dem Raum zwischen zwei Vertikalleisten verlaufen. Die Intervertikalleistenlamellenschnitte waren im Querschnitt parallel zum Septum gestellt und nur in der peripheren Zone vorhanden. Die Form dieser Verbindungslamellen der Vertikalleisten muß sich also am ehesten auf tangentialen Schnitten abzeichnen, die in der Nähe der Außenwand verlaufen, also dort, wo die Vertikalleisten fast parallel der Außenwand stehen. (Vgl. Abb. 14.) Der nach diesen Gesichtspunkten angefertigte Schnitt zeigt das Septum als verhältnismäßig dünne Linie, von der beiderseits schwache, leichtgebogene Lamellenschnitte abgehen, die dann auf den sattelförmig eingedellten Interseptallamellen absetzen.

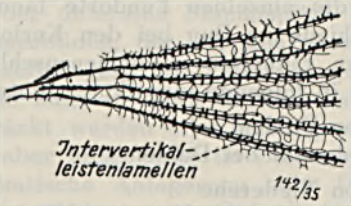


Abb. 15. Die Septenschnitte werden von Schnitten der Intervertikalleistenlamellen begleitet.

Die einzelnen inneren vertikalen und horizontalen Bauelemente der Keriophyllen stellen in ihren Veränderungen gewissermaßen die Geschichte ihrer phylogenetischen Entwicklung dar und bilden in ihrer verschiedenartigen Ausgestaltung Merkmale, die für die Biostratigraphie der Keriophyllumschichten von nicht zu unterschätzender Wichtigkeit sind.

b. Die biostratigraphisch wichtigen Vorkommen von *Keriophyllum* Wdkd.

Die von mir untersuchten Korallenskelette von *Keriophyllum* entstammen den folgenden Fundpunkten:

1. Felder mit kalkreichen Mergeln nord-westlich von Dahlem, rechts und links der Straße nach Forsthaus Neuhaus bei Schnorrenberg, auf halbem Wege zwischen Dahlem und der Höhe 583,2 (Bl. Blankenheim). Der Fundort selbst liegt noch auf Blatt Stadtkyll,
   (in der Blankenheim—Dahlemer Mulde);
2. Aufschluß in gebankten Kalken 300 m westlich von Ripsdorf an dem Hohlweg, der nach der Mühle im Schafbachtal hinabführt,
   (in der Dollendorf—Freilinger Mulde);
3. Felder nord-westlich von Zielsdorf, zwischen der Straße Walsdorf—Zielsdorf und dem Ahrensberge,
   (in der Hillesheimer Mulde);

4. Steinbruch mit verfallenem Kalkofen am Bahnhof Niederehe, Felder nördlich des Betterberges zwischen Bahnhof Niederehe und der Straße Stroheich-Nohn, Aufschluß in der Nähe der Brücke über den Ah-Bach an der Straße Stroheich—Nohn,
(in der Hillesheimer Mulde);
5. Steinbruch in den harten, glasigen Kalken am Südostabhang des kleinen Heiligensteins bei Gerolstein,
(in der Gerolsteiner Mulde);
6. Felder bei Rohr und Lindweiler, (Genauere Beschreibung der Lage folgt im Abschnitt: „Die Keriophyllumstufe in der Rohrer Mulde".);
7. Weganschnitt und Felder nördlich von Reetz, (Beschreibung folgt im Abschnitt: „Die Keriophyllumstufe in der Rohrer Mulde".).

Bei der Untersuchung der Faunen der einzelnen Fundpunkte zeigte es sich, daß die Keriophyllumpolypare in ihrer äußeren und inneren Anatomie jeweils für den Fundpunkt charakteristische Merkmale besitzen. Diese Merkmale geben die Möglichkeit, die einzelnen Fundorte faunistisch zu unterscheiden, und, falls diese Unterschiede im Bau bei den Keriophyllen groß genug sind, dieselben zu biologischen Einheiten zusammenzuschließen. Die Keriophyllenfaunen lassen sich leicht in folgende vier Zonen einteilen:

1. Keriophyllenfauna von Dahlem
(mit dem Fundpunkt bei Dahlem),
2. Keriophyllenfauna von Niederehe
(mit den Fundpunkten bei Niederehe, Rohr und Reetz),
3. Keriophyllenfauna von Zielsdorf
(mit den Fundpunkten bei Zielsdorf, Ripsdorf, Rohr und Reetz),
4. Keriophyllenfauna vom Heiligenstein
(mit den Fundpunkten bei Rohr, Reetz und am kleinen Heiligenstein).

Die Faunenbezeichnung habe ich von Wedekind übernommen.

Ehe man Schlüsse auf die Biostratigraphie der Keriophyllumstufe ziehen kann, ist es notwendig, die Phylogenese der Polypare zu kennen. Es folgt eine morphologische Betrachtung der einzelnen Faunen.

1. Die Keryophyllen von Dahlem

(vgl. hierzu Taf. 33 u. 34, Fig. 1)

Das hier gefundene Material ist spärlich aber gut erhalten, so daß Quer- und Längsschliffe ein eindeutiges Bild ergeben. Weitere Fundpunkte für Keriophyllen dieser Art sind mir nicht bekannt. Die hierher gehörigen Polypare besitzen ausnahmslos Pfriemenform. Auffallend ist, daß neben Einzelkorallen sprossende Individuen auftreten, und zwar zeigen die einen eine axiale Verjüngungssprossung, die sich mehrfach wiederholen kann, bei den anderen wird durch marginale Kelchsprossung sowie durch Koaleszenz mehrerer Individuen eine Koloniebildung angestrebt (vgl. Taf. 32, *Ker. dahlemense* Wdkd.). Die Kelche sind scharfrandig und fast trichterförmig und besitzen nur einen schwach ausgebildeten krempigen Rand.

Die Septen erster Ordnung erreichen als kontinuierliche Blattsepten die Mitte, oder sie lassen im Zentrum des Polypars einen Raum frei. Die Septen zweiter Ordnung sind wesentlich kürzer, sie reichen kaum in den zentralen

Teil hinein. Ihre Stellung ist radial, zuweilen ist in den beiden Hauptquadranten eine fiederförmige Stellung zu beobachten. Die inneren Septenenden können leicht eingerollt sein.

Allen bei Dahlem gefundenen Keriophyllen sind jedoch die folgenden Eigenschaften gemeinsam. Die Septen der unteren Stammspitze besitzen nur eine geringe Anzahl von Vertikalleisten, zeigen aber am inneren Rande knoten- bis spindelförmige Verdickungen des Mittelblattes, die als Primitivanlagen der vertikalen Versteifungen zu deuten sind. Die Vertikalleisten sind stets einfach und haben überall im Polypar eine korrespondierende Stellung inne. Schnitte durch den reiferen Stammzylinder zeigen ein Bild der Septen, wie es für die Gattung *Keriophyllum* Wdkd. allgemein und kennzeichnend ist. Die Schnitte durch die Stammspitze ergeben dagegen Bilder, wie sie bei Keriophyllen sonst nicht wieder angetroffen werden. Am Besatze der Vertikalleisten ändert sich nichts, ihre Primitivanlagen sind deutlich ausgebildet. Sieht man aber von den Vertikalleisten ab, so gewährt der Querschliff ein Bild, wie es für die älteren Ptenophyllen, z. B. *Astrophyllum* der Salmerwegschichten, charakteristisch ist. In der untersten Stammspitze beginnt sich ein starker Stereoplasmabelag herauszubilden, der auf den proximalen Septenenden der Septen erster Ordnung aufgelagert ist. Derselbe geht bald auf die Septen zweiter Ordnung über und kann so stark werden, daß freie Interseptalräume auf ein Minimum beschränkt werden oder auch ganz fehlen können. Dieser Stereoplasmabelag wird aber nicht mehr im Stammzylinder angetroffen, vielmehr ist die stereoplasmatische Anlagerung beim Übergang in den Stammzylinder einem peripheren Abbau zum Opfer gefallen. Der Verlauf der Vertikalleisten auf der Septenfläche ist der folgende: Unter einem Winkel von ungefähr 45° gegen die Außenfläche steigen die Vertikalleisten oralwärts auf, der Winkel vergrößert sich nach und nach, um etwa auf Septenmitte in einen Rechten überzugehen. Die Vertikalleisten nehmen eine horizontale Stellung ein. Dabei ist die Steilzone der Vertikalleisten relativ schmal.

Das Interseptalgewebe erinnert an das von *Ptenophyllum*. Charakteristisch ist daran, daß der zentrale Teil der Schlotzone von bödenartigen Zentrallamellen eingenommen wird.

Die Gruppe der Dahlemer Keriophyllen besitzt folgende Merkmale:

Stamm pfriemenförmig. Die Maximaldicke des Polypars beträgt ca. 45 mm. Der Kelch ist fast trichterförmig. Die Septen sind einfach und radiär angeordnet. Sie reichen nicht bis zur Mitte. In der Stammspitze ist ein deutlicher Stereoplasmabelag vorhanden. Das Septum besitzt nur korrespondierende Vertikalleisten der 1. Ordnung. Sie sind relativ wenig zahlreich und verhältnismäßig groß. Der Interseptalapparat ist ptenophyllumähnlich, besitzt jedoch bödenartige Zentrallamellen.

Keriophyllum dahlemense Wdkd.

(Taf. 33 u. 34, Fig. 1)

Die Dahlemer Keriophyllen finden sich in den mergelreichen Schichten, die das Hangende der Salmerwegschichten bilden. Nach Schulz handelt es sich um den oberen Teil seines „Brachiopodenkalkes". Dieses stratigraphische Vorkommen der primitivsten Keriophyllen stimmt überein mit der Annahme, in den Keriophyllen die unmittelbaren Deszendenten der Ptenophyllen zu

sehen. Mit den bei den Dahlemer Keriophyllen erstmalig auftretenden neuen Bauelementen ist der Gattung *Ptenophyllum* ein neuer Impuls oder besser neue Impulse zu Gestaltungsprozessen gegeben. Das Element der Vertikalleisten beherrscht die Deszendenten der Ptenophyllen durch die ganze Keriophyllumstufe hindurch.

2. Die Keriophyllen von Niederehe

(vgl. hierzu Taf. 35, Fig. 1, Taf. 36, Fig. 1, Taf. 39, 40, 41, Fig. 1)

Die Korallenfauna von Niederehe zeigt schon rein äußerlich eine Verschiedenheit von der Dahlemer Fauna. Zunächst ist schon der große Reichtum an Keriophyllenpolyparen auffallend. Es ist vor allem für diese Stufe charakteristisch, daß neben den schlanken Formen auch dicke Pfriemen gefunden werden. Neu ist dagegen das Auftreten von kegel- bis kreiselförmigen Korallen, die ihrer Anzahl nach meist über die pfriemenförmigen Polypare dominieren.

Die Motive der axialen Verjüngungssprossung, der marginalen Kelchsprossung und der Koaleszenz kommen auch hier zum Durchbruch, zu einer eigentlichen Koloniebildung kommt es hierbei jedoch nicht, da die sprossenden Tochterpolypare immer nur in der Einzahl auftreten. Kolonien, die hier entstehen können, bilden sich ausschließlich durch Koaleszenz mehrerer Einzelindividuen. Die Keriophyllenkelche besitzen einen auffällig breiten Krempenrand, der entweder ausgesprochen flach ist, oder der eine schwache aber deutlich konvexe Oberflächenform aufweist.

Die Septen sind noch einfache aber kontinuierliche Blattsepten, von denen die der ersten Ordnung stets die Mitte des Polypars erreichen. Die Septen zweiter Ordnung reichen mit ihren proximalen Enden kaum über die Übergangszone hinaus in das Zentrum der Koralle hinein. Von der Peripherie her kann sich hier bei den Septen ein alterspräponderanter Abbau bemerkbar machen, indem das Septenblatt in vertikaler Richtung in schräg nach dem äußeren oralen Pol zu verlaufende Septenstücke aufgeschlitzt wird. Die Septenstellung ist entweder wieder durchgehend radiär oder die Hauptquadranten weichen von der Radiärstellung zu einer fiederförmigen Stellung der Septen ab. Ebenso wie bei den Dahlemer Korallenformen wurde auch hier stellenweise eine Einrollung der inneren Septenenden beobachtet. Gänzlich abweichend von dem Dahlemer Bautyp ist die weitere innere Gestaltung der Polypare. Ein Stereoplasmabelag fehlt hier sämtlichen Formen in jedem Altersstadium, auch in den primitiven Jugendstadien wird keinerlei stereoplasmatische Anlagerung mehr beobachtet. Ebenso sind knoten- bis spindelförmige Verdickungen an den inneren Septenenden als Primitivanlagen der Vertikalleisten vollständig verschwunden. Die Septen zeigen den typischen Bau der Keriophyllensepten.

Vertikalleisten sind im Gegensatz zu den Dahlemer Formen in großer Anzahl und dichtgestellt vorhanden. Sie bewahren im großen und ganzen die korrespondierende Anordnung, nur in der äußeren Zone können sie im Alter einer alternierenden Stellung Raum geben. Von der Peripherie her können noch weitere Komplikationen den Septalapparat verändern. Zu den Vertikalleisten erster Ordnung treten solche der zweiten und höheren Ordnungen hinzu. Auf Schnitten kurz unterhalb des Kelchgrundes können diese Vertikal-

leisten den Ansatz zu einem mehr oder weniger breiten Maschennetz gebildet haben. Diese Veränderungen des Septalapparates sind aber noch nicht restlos in das Baugesetz der septalen Elemente aufgenommen. Sie treten spontan gewissermaßen noch als Ausnahmen auf, denn es werden immer nur einige Septengruppen von derartigen Veränderungen betroffen. Besonders empfänglich für solche peripheren Umgestaltungen scheinen die Septen der beiden Hauptquadranten zu sein. Der Verlauf der Vertikalleisten auf der Septenfläche ist ein anderer als bei den Dahlemer Exemplaren. Die Vertikalleisten steigen sehr steil, fast senkrecht auf und biegen dann nur wenig nach der Schlotzone zu um. Eine Horizontalstellung der Vertikalleisten wird höchstens ausnahmsweise erreicht. Die steile Stellung der Vertikalleisten erklärt auch hinreichend ihre verhältnismäßig schmalen und dünnen Schnittbilder im Querschliff. Die Steilzone der Vertikalleisten erscheint auf dem letzteren relativ breit.

Parallel den Veränderungen im Septalapparat sind auch die interseptalen Elemente in auffallender Weise modifiziert. Als neues Bauelement erhalten die Intervertikalleistenlamellen Geltung, wenngleich uns in denselben nur Interseptallamellen mit einer exponierten Stellung entgegentreten. Sie sind zwischen Septum, Vertikalleisten und Interseptallamellen ausgespannt. Auf dem Querschnitt begleiten sie als dünne Linien, mehr oder weniger parallel angeordnet, das Septum. Bei flüchtiger Betrachtung kann es den Anschein erwecken, als handele es sich bei den Querschnitten der Intervertikalleistenlamellen um Abspaltungen des Septums. Auch die Modifikationen des Interseptalapparates setzen peripher ein, um nach der Mitte vorzuschreiten. Auch die Schnittfiguren der Interseptallamellen erscheinen stark abweichend von dem normalen Bild. Nach außen und innen begrenzen konvexe Bögen in der Mitte der Interseptalräume annähernd kreis- bis ellipsenförmige Schnittfiguren, die zwischen den Normalschnitten der Interseptallamellen auftreten. Auch diese scheinbare Veränderung des Interseptalapparates ist durch eine Verschiebung der Position von einzelnen Lamellen bedingt, die in Übereinstimmung mit dem breiten, flachen bis umgeschlagenen Kelchrande steht. Die Anwachslinien der Interseptallamellen verlaufen in der Randzone horizontal, und somit erhalten die Interseptallamellen ebenfalls horizontale Stellung. In der Zentralzone kann der flach bödenförmige Charakter der Zentrallamellen zugunsten der aufgewölbten inneren Zwischenlamellen verloren gehen. Charakteristisch für die Niedereher Keriophyllenfauna sind Komplikationen des Septal- und Interseptalapparates, die aber noch nicht als allgemein gültiges Baugesetz in den Bauplan der Keriophyllen aufgenommen worden sind.

Die Keriophyllenschichten von Niederehe bestehen in korallenreichen Mergeln und Tonen, die mit Kalken wechsellagern. Ein zusammenhängendes, aufgeschlossenes Profil, das die Dahlemer und Niedereher Schichten umfaßt, habe ich nicht aufgefunden. Der Grad der phylogenetischen Veränderungen der Bauelemente läßt den Schluß zu, daß die Niedereher Schichten als das Hangende der Dahlemer Keriophyllenschichten anzusehen sind.

Übersicht über die Niedereher Keriophyllen:

1. Der Stamm ist schlank pfriemenförmig und erreicht einen maximalen Durchmesser von 30 mm. Der Kelch ist flachrandig. Die Septen stehen radiär, reichen bis zur Mitte und stoßen da zusammen. Die Vertikalleisten stehen

korrespondierend und sind nur in 1. Ordnung vorhanden. Der Interseptalapparat zeigt in der zentralen Schlotzone bödenartige Zentrallamellen.

Keriophyllum pakowlewi Wdkd.
(Taf. 35, Fig. 1 u. Taf. 36, Fig. 1).

2. Der Stamm ist pfriemenförmig. Er erreicht einen maximalen Durchmesser von 38 mm. Der Kelch ist schwach krempenrandig. Die Septen stehen radiär, reichen bis zur Mitte und stoßen da zusammen. Die Vertikalleisten sind korrespondierend angeordnet. Vertikalleisten 2. Ordnung treten nur ausnahmsweise auf. Der Interseptalapparat differenziert sich in der Schlotzone in äußere und innere Zwischenlamellen.

Keriophyllum rohri n. sp.
(Taf. 39, Fig. 1, Taf. 40, Fig. 1).

3. Der Stamm ist schlank pfriemenförmig von etwa 33 mm Durchmesser. Der Kelch ist schwach krempenrandig. Die Septen 1. Ordnung erreichen die Mitte und sind am oralen Pol in der Randzone in einen Septenrost aufgelöst. Es sind nur korrespondierende Vertikalleisten 1. Ordnung vorhanden. Bödenförmige Zentrallamellen wurden nicht beobachtet.

Keriophyllum remotum n. sp.
(Taf. 40, Fig. 2).

4. Der Stamm ist ein spitzer Kegel. Der maximale Durchmesser beträgt 45 mm. Der Kelch ist flach krempenrandig. Die bis zur Mitte reichenden Septen zeigen eine leichte Einrollung. Die Vertikalleisten sind einfach und korrespondierend. Intervertikalleistenlamellen sind vorhanden. Die Individuen treten gern durch Koaleszenz zu Doppelkegeln und unvollkommenen Kolonien zusammen. Bödenförmige Zentrallamellen wurden nicht beobachtet.

Keriophyllum sociale n. sp.
(Taf. 32).

5. Der Stamm ist kegelförmig. Der maximale Durchmesser beträgt 50 mm. Der Kelch ist flach krempenrandig. Die Septen stehen radiär, zeigen in den Hauptquadranten deutlich fiederförmige Stellung. Die Vertikalleisten sind einfach und korrespondierend. Intervertikalleistenlamellen sind in großer Anzahl vorhanden. Bödenförmige Zentrallamellen fehlen in der Schlotzone.

Keriophyllum turbinatum Wdkd.
(Taf. 39, Fig. 2 u. 3).

6. Der Stamm ist pfriemenförmig. Sein maximaler Durchmesser beträgt 50 mm. Der Kelch besitzt einen konvexen Rand. Die Septen stehen radiär, stoßen in der Mitte zusammen und sind im zentralen Teil eingerollt. Die Vertikalleisten 1. Ordnung stehen korrespondierend und tragen Vertikalleisten höherer Ordnung. Ein randliches Maschennetz kann die Folge sein. Intervertikalleistenlamellen sind in großer Anzahl vorhanden. Die Schlotzone wird von äußeren und inneren Zwischenlamellen aufgebaut.

Keriophyllum crassum Wdkd.
(Taf. 41, Fig. 1).

3. Die Keriophyllen von Zielsdorf

(vgl. hierzu Taf. 36, Fig. 2 u. 3, Taf. 37, 38, 41, Fig. 2, Taf. 42)

Die Zielsdorfer Schichten sind verhältnismäßig arm an pfriemenförmigen Korallen. Charakteristisch für sie ist ihr großer Reichtum an stumpfkegelförmigen Polyparen. Sprossende Individuen habe ich nicht beobachtet. Die Kelche sind ausgesprochen breitrandig. Der Kelchrand ist flach oder beträchtlich konvex gewölbt. Der innere Bautypus dieser Polypare kann noch das Stadium der Niedereher Keriophyllen innehaben. In der Regel jedoch sind die von der Peripherie her einsetzenden Gestaltungsprozesse, die bei den Keriophyllen von Niederehe im Reifestadium und da nur unvollkommen in Erscheinung treten, vorherrschend in die Bautendenz einbezogen.

Die von der Peripherie her einsetzenden Veränderungen des Septalapparates greifen gar bald auf das gesamte Septum über. Schon auf jugendlichen Schnitten sind alternierend gestellte Vertikalleisten absolut vorherrschend. Das Septum wird infolge dieser alternierenden Stellung zickzackförmig verbogen. Aufschlitzung wie auch Aufspaltung des Septenblattes kann im Querschliff zu sehr stark aufgelösten Schnittbildern führen. Eine neuartige Tendenz macht sich bemerkbar, und zwar geht sie diesmal aus der zentralen Zone hervor. Die inneren Septenenden werden durch septales Material stark verdickt. Diese Verdickung kann auf das gesamte Septum, wie auch auf die Vertikalleisten übergreifen. Der Vertikalleistenbesatz wird durch Hinzufügung von Vertikalleisten zweiter und höherer Ordnungen in ein Maschennetz übergeführt, welches sehr breit werden kann. Die zugekehrten Leistenbesatzzonen benachbarter Septen können als Folgeerscheinung der Maschengewebebildung miteinander verschmelzen (vgl. Abb. 16).

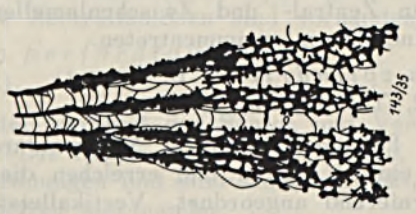


Abb. 16. Der Verband zwischen Septum und Vertikalleisten ist noch nicht verloren gegangen. Benachbarte Septenkomplexe sind miteinander verschmolzen.

Als letzte Komplikation löst sich der Verband zwischen Septum und Vertikalleisten sowie der Vertikalleistenverband untereinander (Abb. 17). Es resultieren daraus Schnittbilder, auf denen Septen und Vertikalleisten nur noch andeutungsweise in wurmförmig verbogenen Stücken in Erscheinung treten. Der Verlauf der Vertikalleisten bleibt derselbe wie bei den Niedereher Formen. Die Vertikalleisten sind im allgemeinen kurz, sie können sogar randlich vollkommen reduziert werden. Der Interseptalapparat verhält sich ganz ähnlich wie bei den Exemplaren von Niederehe. Die Schlotzone kann ausgesprochene bödenförmige Zentrallamellen besitzen oder auch nur eine Differenzierung in innere und äußere Zwischenlamellen aufweisen. Interessant ist

die Tatsache, daß bei einigen Zielsdorfer Exemplaren gewissermaßen als Ahnenrest der stereoplasmatische Belag auf den inneren Septenenden zum Durchbruch kommen kann.

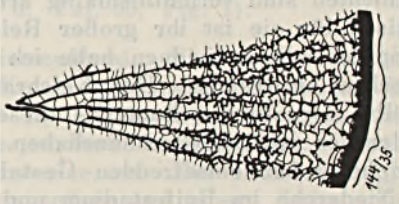


Abb. 17. Total aufgespaltene und aufgeschlitzte Septen.

Die Zielsdorfer und Niedereher Keriophyllenschichten setzen dem Versuch einer genaueren Abgrenzung voneinander viele Schwierigkeiten entgegen, die einmal darin bestehen, daß beide Schichtenkomplexe fast stets gemeinsam auftreten und andererseits in den vielen bestehenden Übergangsformen zwischen den Niedereher und Zielsdorfer Keriophyllen. Man kann nur sagen, daß die Zielsdorfer Schichten als das Hangende der Niedereher Schichten anzusprechen sind, die ihrerseits mit ihren Polyparen zu den Extremformen der Heiligensteiner Fauna überleiten.

Übersicht über die Zielsdorfer Keriophyllen:

1. Pfriemenförmiges Polypar mit maximalem Durchmesser von 45 mm. Die Septen stehen radiär und reichen bis zur Mitte. Die Vertikalleisten nur 1. Ordnung sind durchweg alternierend gestellt. Die Schlotzone zeigt keine Differenzierung in Zentral- und Zwischenlamellen. Durch Koaleszenz können mehrere Individuen zusammentreten.

   Keriophyllum zylindricum E. Schulz
   (Taf. 41, Fig. 2, Taf. 42, Fig. 2).

2. Pfriemenförmiges Polypar mit einem Maximaldurchmesser von 40 mm. Die Septen sind einfach, radiär und erreichen die Mitte. Die Vertikalleisten sind alternierend angeordnet. Vertikalleisten 1. Ordnung bilden mit Vertikalleisten höherer Ordnungen ein randliches Maschennetz. Bödenartige Zentrallamellen sind nicht vorhanden.

   Keriophyllum alternatum Wdkd.
   (Taf. 42, Fig. 1).

3. Spitzkegelförmiges Polypar mit einem Maximaldurchmesser von 38 mm. Die Septen erreichen als radiär gestellte Wände die Mitte nicht. Die Vertikalleisten 1. Ordnung sind stark rückgebildet. Das Septum zeigt randlich eine wellenförmige Verbiegung. Vereinzelt ist eine Aufspaltung der Septen zu beobachten. Der zentrale Teil der Schlotzone baut sich aus bödenförmigen Zentrallamellen auf.

   Keriophyllum degener n. sp.
   (Taf. 36, Fig. 2).

4. Stumpfkegelförmiges Polypar. Der maximale Durchmesser beträgt etwa 45 mm. Die radiär gestellten Septen reichen bis zur Mitte. Distale und

proximale Septenenden sind stark verdickt. Neben Vertikalleisten 1. Ordnung sind solche höherer Ordnungen vorhanden. Die Vertikalleisten stehen vorwiegend korrespondierend. Bödenartige Zentrallamellen fehlen.

Keriophyllum cuneatum Wdkd.
(Taf. 32).

5. Stumpfkegelförmiges Polypar. Der Durchmesser beträgt ungefähr 45 mm. Die Septen reichen nicht bis zur Mitte und zeigen peripher eine beginnende Aufspaltung. In der Mitte sind sie leicht eingerollt. Vertikalleisten 1. und höheren Ordnungen sind vorhanden. Ausgesprochene bödenartige Zentrallamellen bauen das Innere der Schlotzone auf.

Keriophyllum schizoseptatum n. sp.
(Taf. 37, Fig. 1–3).

6. Stumpfkegelförmiges Polypar mit maximalem Durchmesser von 45 mm. Die immer einfachen Septen reichen nicht bis zur Mitte und sind leicht eingerollt. Die inneren Septenenden besitzen einen Stereoplasmabelag. Die Vertikalleisten 1. Ordnung stehen streng alternierend. Die Schlotzone weist bödenförmige Zentrallamellen auf.

Keriophyllum regressum n. sp.
(Taf. 36, Fig. 3).

7. Stumpfkegelförmiges Polypar. Der Durchmesser liegt zwischen 45 und 75 mm. Die Septen reichen nicht bis zur Mitte und besitzen radiäre Stellung. Die Septenblätter sind weitgehend aufgespalten. Vertikalleisten 1. und höherer Ordnungen sind vorhanden. Der Verband zwischen Septum und Vertikalleisten sowie der Vertikalleisten untereinander ist stark aufgelöst. Das Netzwerk benachbarter Septen geht kontinuierlich ineinander über. Bödenartige Zentrallamellen sind vorhanden.

Keriophyllum perforatum Wdkd.
(Taf. 38, Fig. 1).

7a. Stellenweise ist der Verband der Septen und Vertikalleisten noch nicht verlorengegangen. Die Septen sind nur gespalten, tragen Vertikalleisten 1. und höherer Ordnungen und sind stark verdickt. Benachbarte Septenkomplexe verschmelzen miteinander.

Keriophyllum perforatum var. *spongiosum* Schulz
(Taf. 38, Fig. 2).

4. Die Keriophyllen vom Heiligenstein

(vgl. hierzu Taf. 35, Fig. 2 u. 43)

Die Heiligensteiner Keriophyllenfauna setzt mit drei Formengruppen ein, die auf den ersten Blick kaum als zur selbigen Gattung gehörig erscheinen. Neben koloniebildenden Keriophyllen treten reine kegelförmige Einzelpolypare und infolge ihres hohen, sattelrandigen Kelches halbkugelig gestaltete Formen mit kurzem stumpfkegelförmigen Stammstück auf. Der innere Bau zeigt ebenso viele Verschiedenheiten. Gemeinsam ist das Merkmal der alternierenden Vertikalleistenstellung und der zickzackförmigen Verbiegung des Septenblattes. Bei den Kreiseln und den Heiligensteiner Halbkugeln tritt daneben noch eine septale Aufspaltung hinzu (Abb. 18 u. 19), der bei den ersteren noch eine

starke Verdickung des Septenblattes vorausgeht. Der Interseptalapparat zeigt bei den koloniebildenden Formen noch deutlich im Zentrum gelegene bödenartige Zentrallamellen, welche die Heiligensteiner Einzelformen vermissen lassen. Der Verlauf der Vertikalleisten auf dem Septenblatt bietet nichts neues. Zu verstehen sind diese Formen nur im Anschluß an die Niedereher und Zielsdorfer Faunen.



Abb. 18. Verdickte Septen, die beginnen, sich aufzuspalten.



Abb. 19. Tangentialer Schnitt, zeigt die Aufspaltung der Septen.

Übersicht über die Heiligensteiner Keriophyllen:

1. Kelchsprossende Pfriemenform, durch Konkreszenz und Koaleszenz mit anderen Individuen zu Kolonien vereinigt. Die Septen erreichen in radiärer Stellung die Mitte. Vertikalleisten nur 1. Ordnung sind der Anlaß zur zickzackförmigen Verbiegung des Septums. Die Schlotzone baut sich im Inneren aus bödenförmigen Zentrallamellen auf.

   Keriophyllum tabulatum Quenstedt
   (Taf. 35, Fig. 2).

2. Kreiselförmiges Polypar mit einem Maximaldurchmesser von 35 mm. Die Septen erreichen die Mitte, sind radiär angeordnet, sind stark verdickt und außerdem aufgespalten. Die Vertikalleisten 1. und höherer Ordnungen alternieren am Septum. Die Schlotzone gliedert sich in äußere und innere Zwischenlamellen.

   Keriophyllum heiligensteini Wdkd.
   (Taf. 43, Fig. 1).

3. Stumpfkegelförmiges Polypar mit charakteristischem, sehr hoch gewölbtem, sattelrandigem Kelch. Der Maximaldurchmesser beträgt 50 mm. Die radial gestellten Septen zeigen zickzackförmige Verbiegung und starke Auf-

spaltung. Vertikalleisten 1. und höherer Ordnungen, alternierend angeordnet, bilden ein kompliziertes Maschennetz. Bödenartige Zwischenlamellen sind nicht vorhanden.

Keriophyllum globosum Wdkd.
(Taf. 43, Fig. 2).

Oberhalb der Heiligensteiner Keriophyllumschichten habe ich die Gattung *Keriophyllum* Wdkd. nicht wieder angetroffen. Somit ist anzunehmen, daß auf diese Fauna mit ihren Extremformen ein unmittelbares Aussterben der Keriophyllen erfolgt.

5. Die Heliophyllen der Hamiltonschichten[12])

(vgl. Taf. 34, Fig. 2)

Unter der Gattungsbezeichnung *Heliophyllum* hat Hall aus den Hamiltonschichten des amerikanischen Mitteldevons eine Reihe von Korallen abgebildet, ohne jedoch diesen Abbildungen eine erklärende Beschreibung hinzuzufügen. Ihrem septalen Aufbau nach unter besonderer Berücksichtigung des Vertikalleistenbesatzes handelt es sich um Exemplare der Gattung *Keriophyllum* Wdkd., dennoch ist es mir nicht gelungen, in der Eifel Korallen aufzufinden, die auf Querschliffen den gleichen Bau zeigen wie die von Hall abgebildeten Formen. Die von Wedekind untersuchten Formen der Hamiltonschichten gehören ihrem Septenapparat nach in die Nähe der Dahlemer Keriophyllen. Der Vertikalleistenbesatz ist grob, die einzelnen Leisten sind relativ lang und korrespondieren. Ein Stereoplasmabelag fehlt aber den Septen. Die Schlotzone gleicht der von *Campophyllum*. Die Zentrallamellen sind ausgesprochen flache Böden, die durch weite Zwischenräume voneinander getrennt werden. Einige Abbildungen Hall's, wie auch die Abbildung, die Edwards und Haime[13]) als Typus der Gattung *Heliophyllum* veröffentlichen, entsprechen ihrem Interseptalapparat nach der Gattung *Keriophyllum*, wenn man die Unterscheidung der Gattungen nach Wedekind zugrunde legt[14]). Den äußeren Formen nach scheinen die amerikanischen Heliophyllen ähnlichen Gestaltungsprozessen unterworfen zu sein wie die Keriophyllen des Eifeler Mitteldevons. Der Übergang von der Pfriemenform über den Kreisel zum Stumpfkegel, der Weg vom fast trichterrandigen Kelch über den flachen Krempenkelch zum sattelrandigen Kelch geht aus den Abbildungen Hall's einigermaßen hervor. Es wird eine genauere Untersuchung notwendig sein, um die Beziehungen der amerikanischen Formen zu den Keriophyllen des Mitteldevons der Eifel klarstellen zu können (vgl. Taf. 32).

---

12) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Mbg. Marburg 1924.

13) Edwards, M. u. Haime, J.: Monographie des Polypiers fossiles. Paris 1851.

14) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Mbg. Marburg 1924.

c) Die biostratigraphischen Veränderungen der Keriophyllen

(vgl. Taf. 32)

Die überindividuelle Entwicklung (nach Wedekind), die für die Umgestaltungen der Keriophyllumpolypare hinsichtlich ihrer Phylogenese in Habitus und den einzelnen inneren Bauelementen richtunggebend ist, vollzieht sich in bestimmten Linien durch die vier Zonen der Keriophyllumstufe hindurch. Mit den Formen, die die Dahlemer Zone charakterisieren, ist der Ausgangspunkt für eine weitergehende Entwicklung fixiert. Die Wege, die die Phylogenese mit Beginn der Niedereher Zone einschlägt, sind verschiedene, doch sind die Motive der überindividuellen Veränderungen auf allen Wegen die gleichen.

Das erste Motiv der phylogenetischen Entwicklung betrifft die Verkürzung des Stammpolypars. Die pfriemenförmigen Stammpolypare nehmen über eine Verkürzung des Stammzylinders allmählich kegelförmige Gestalt an. In der Zielsdorfer und Heiligensteiner Zone ist diese Entwicklung bis zu stumpfkegelförmigen Korallen vorgeschritten. Bei dem Entwicklungsgang, der von *Keriophyllum pakowlewi* Wdkd. abgeht, und der als Endstadium *Keriophyllum tabulatum* Quenst. hervorbringt, haben die Korallen ihren pfriemenförmigen Habitus bewahren können. Diese Entwicklung stellt aber gewissermaßen eine Ausnahme dar, sie führt zu koloniebildenden Stöcken. Der innere Skelettbau gibt Anlaß, zwei voneinander getrennte Hauptentwicklungsreihen auszuscheiden. Einmal halten die Polypare im Ausbau ihres Interseptalapparates an dem Dahlemer Bautyp fest, Ausgangspunkt ist *Keriophyllum pakowlewi* Wdkd. Die Schlotzone bewahrt neben Zwischenlamellen in ihrem Inneren die charakteristischen bödenartigen Zentrallamellen. Die zweite Reihe nimmt zum Ausgangspunkt *Keriophyllum rohri* n. sp. und löst das Zentrum der Schlotzone in blasenförmige Lamellen auf, die äußeren und inneren Zwischenlamellen. Diese beiden Hauptreihen scheiden ihrerseits wieder weitere Entwicklungsgänge ab. Die erste Hauptreihe, deren zentrale Schlotzone Zentrallamellen besitzt, spaltet sich in einen stationär-regressiven Zweig über *Keriophyllum regressum* n. sp. zu *Keriophyllum degener* n. sp. und in einen progressiven Zweig über *Keriophyllum schizoseptatum* n. sp. zu *Keriophyllum perforatum* Wdkd. bzw. *Keriophyllum perforatum* var. *spongiosum* E. Schulz. Der stationär-regressive Zweig trägt fast ausschließlich Vertikalleisten nur der ersten Ordnung. Ihre Stellung ist alternierend, und sie werden vom Rande her abgebaut. Der progressive Zweig spaltet die Septen auf und fügt zu den alternierend gestellten Vertikalleisten erster Ordnung solche der höheren Ordnungen hinzu. Die zweite Hauptreihe mit der blasig aufgelösten Schlotzone bringt als stationär-regressive Typen *Keriophyllum rohri* n. sp. und *Keriophyllum remotum* n. sp. hervor. Von *Keriophyllum rohri* n. sp. gehen zwei Seitenzweige ab, der eine führt zu *Keriophyllum sociale* n. sp. mit unvollkommener Koloniebildung, der andere zu *Keriophyllum turbinatum* Wdkd., das seinerseits den Ausgangspunkt für weitere Gestaltungsprozesse darstellt. Von *Keriophyllum turbinatum* Wdkd. spalten sich zwei progressive Zweige ab, von denen der eine mit einer Verdickung des Septums über *Keriophyllum crassum* Wdkd. und *Keriophyllum cuneatum* Wdkd. zu *Keriophyllum heiligensteini* Wdkd. führt. Der andere beschreitet den Weg über *Keriophyllum zylindricum* E. Schulz, *Keriophyllum alternatum* Wdkd. zu *Keriophyllum globosum*

Wdkd. Bei ersterem wird die korrespondierende Stellung der Vertikalleisten verhältnismäßig spät aufgegeben, bei letzterem setzt eine Veränderung der Stellung der Vertikalleisten ziemlich früh ein. Bei ersterem beginnt sich ein randliches Maschennetz durch Einschaltung von Vertikalleisten höherer Ordnungen früh herauszubilden, bei letzterem nur spät. Eine Aufspaltung des Septums ist auch bei beiden, ebengenannten progressiven Reihen zu beobachten.

V. Die Keriophyllumstufe in der Rohrer Mulde

Die wechsellagernden Mergel und Kalke, die sich als trennender Horizont zwischen die Nohner Schiefer und die Keriophyllumstufe einschalten, und die Wedekind mit dem Namen „Salmerweg-Schichten" belegt hat, habe ich in der Rohrer Mulde nicht aufgefunden. In gleicher Weise ist es mir dort nicht gelungen, den mergeligen unteren Teil der Keriophyllumstufe, die Dahlemer Zone, biostratigraphisch mit Sicherheit zu erfassen. Beide Horizonte scheinen durch streichende Verwerfungen gänzlich unterdrückt zu sein. Wohl besitze ich aufgesammelte Faunen aus der Rohrer Mulde, die derjenigen aus den Salmerweg-Schichten in auffallender Weise gleichen, doch waren jene Funde so eng mit dem Auftreten von *Trematophyllum* und *Keriophyllum* verknüpft, daß ich die durch sie ausgezeichneten Schichten mit zur Keriophyllumstufe gezogen habe. Außerdem war für mich das Fehlen von *Astrophyllum* von maßgebender Bedeutung. Die Brachiopodenfauna setzt sich im wesentlichen zusammen aus:

Spirifer speciosus Schloth.,
Spirifer subcuspidatus Schnur,
Spirifer curvatus Schnur,
Spirifer elegans Steininger,
Cyrtina heteroclita Defr.,
Camarophoria microrhyncha Schnur,
Merista plebeja Sow.,
Atrypa reticularis Dalm.,

weiterhin aus Orthiden, Retzien, Rhynchonellen und Terebrateln. Es sind dies alles Versteinerungen, die E. Schulz zur Charakterisierung seines Brachiopodenkalkes angegeben hat.[15]) Die Funde entstammen kalkreichen Mergelschichten am Wasserwerk nördlich von Reetz und den Mergelkalken vom Weganschnitt an der Straße Rohr—Eisengrub, etwa 250 m von Eisengrub entfernt. Profilmäßig ist die Keriophyllumstufe am besten an dem neugebauten Wege von Reetz nach der Höhe 518,6 aufgeschlossen. Das Profil setzt gegen die sandigen Nohner Schiefer mit einer Folge von zunächst dünnbankigen, sandigen Kalken ein, die mit sandreichen Mergeln und Tonen wechsellagern. Nach dem Hangenden zu (wenn man das Profil in süd-süd-östlicher Richtung verfolgt), gewinnen die einzelnen Kalkbänke an Mächtigkeit, bis sie in einen kompakten, knolligen Korallenkalk übergehen. Weiter in süd-süd-östlicher Richtung wird die Keriophyllumstufe auf den Feldern nördlich von Reetz mit der ihr charakteristischen Fauna angetroffen. Die im Profil aufgeschlossenen Schichten entsprechen biostratigraphisch wie auch sedimentpetrographisch den Zonen von Niederehe und Zielsdorf. Die aufgeschlossene Keriophyllumstufe im Hohlweg bei Ripsdorf zeigt gleiche Verhältnisse. Faunistisch enthalten

15) Schulz, E.: Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrbuch d. kgl. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. Berlin 1882.

sie neben *Keriophyllum* Wdkd. noch *Trematophyllum* Wdkd. und breitrandige Formen von *Calceola sandalina* in beherrschendem Maße. *Digonophyllum* Wdkd. und *Rhopalophyllum* Wdkd. treten daneben nur in geringer Anzahl auf. Brachiopoden gehören zu den Seltenheiten. Am Aufbau des Korallenkalkes sind außerdem noch starke Blöcke von Stromatoporen und Kolonien von *Heliolites porosus* Goldf. beteiligt, die zu dem knolligen Aussehen der Kalke in nicht geringem Maß beitragen. Ein weiterer profilmäßiger Aufschluß befindet sich links der Straße Rohr—Rohrer Mühle in dem Bachriß des Weiherbaches. Anscheinend ist früher dort geschürft worden, doch war bei meinem Besuch dieser Aufschluß schon stark verfallen. Die übrigen Fundorte mit einer für die Keriophyllumstufe kennzeichnenden Fauna sind meist flächenhaft auf Feldern aufgeschlossen. Solche Aufschlüsse sind in der Rohrer Mulde weit verbreitet. Reichhaltige Keriophyllenfaunen habe ich auf den Feldern südlich des Dorfes Lindweiler und südöstlich des Steinbruches bei Dorf Rohr aufgesammelt. Ferner bilden noch gute Fundpunkte die Felder nördlich von Reetz und die Felder in der Senke nördlich vom Junkerberge. Die letzteren lassen sich bis an die Straße Rohr—Mühlheim verfolgen. Alle diese Fundorte weisen stets die Faunen der Niedereher und Zielsdorfer Zone zusammen auf. Da es sich hierbei um Feldfundpunkte handelt, so ist es jedenfalls kaum möglich, die eine von der anderen flächenhaft abzugrenzen. Nur an der Höhe links des Werthsbaches, in der nächsten Nähe des Dorfes Rohr gelegen, habe ich den Niedereher Horizont allein angetroffen. Auf den Feldern zwischen der Höhe 518,8 und dem Locherbüsch ist es mir außerdem gelungen, den Riffkalkhorizont als den obersten Teil der Keriophyllumstufe nachzuweisen. Hier finden sich die zu Kolonien vereinigten Keriophyllen in ebendenselben Platten wie am Heiligenstein. Dieser Fundort ist der einzige in der Rohrer Mulde, der mir für die Fauna der Heiligensteiner Zone bekannt geworden ist. Vorster rechnet bei seiner Kartierung die Keriophyllumstufe wie auch den Brachiopodenkalk mit unter seine „oberen Nohner Schichten".

VI. Die Dohmophyllumstufe (n. Wdkd.)

Der nächst höhere, sicher bestimmbare Horizont in der Rohrer Mulde ist durch das Auftreten von *Dohmophyllum* Wdkd. und seiner charakteristischen Begleitfauna als Dohmophyllumstufe (n. Wdkd.) festgelegt. Neben den Dohmophyllen tritt vor allem die Gattung *Trematophyllum* Wdkd. mit exzessiven Formen auf. Außerdem wurden gefunden: Ptenophyllen, Rhopalophyllen, jüngere Digonophyllen, Mochlophyllen und *Calceola sandalina* in breiten Formen. Wenige Crinoidenstielglieder, Stromatoporen und Helioliten sind fernerhin an der Zusammensetzung der Fauna beteiligt. In der Brachiopodenfauna ist ein auffallend massenhaftes Auftreten von *Atrypa reticularis* Linn. bemerkenswert. Es war mir nach den Funden immerhin möglich, einen unteren Teil mit *Rhopalophyllum* Wdkd., *Ptenophyllum* Wdkd., und *Digonophyllum* Wdkd. von einem oberen Teil mit *Dohmophyllum* Wdkd., *Trematophyllum* Wdkd. und *Mochlophyllum* Wdkd. zu unterscheiden, die den von Wedekind ausgeschiedenen Horizonten,[16]), Zone des *Rhopalophyllum pseudofibratum* und Zone des *Dohmophyllum helianthoides* und *Mochlophyllum maximum* entsprechen. Auf eine genauere Abgrenzung der beiden Horizonte mußte

16) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Mbg. Marburg 1924.

ich verzichten, da an dieser Stelle der zwischen beiden gelegene Lepidocentrusmergel nicht festzustellen war. Ich habe auch in anderen Mulden das Lager des *Lepidocentrus eifliensis* nie auf Feldern aufgeschlossen nachweisen können. Daß auch in der Rohrer Mulde der Lepidocentrusmergel vorhanden sein muß, beweisen die Funde in den Mergeln des Weganschnittes an der Straße Rohr—Lindweiler. Vermutlich handelt es sich dort um eine aufgeschlossene Verwerfungszone. Die Dohmophyllumstufe ist in flächenhafter Verbreitung am süd-östlichen Rande des Dorfes Rohr gut aufgeschlossen. Im süd-westlichen Teil der Rohrer Mulde, auf den Feldern von Reetz, habe ich das Vorhandensein der Dohmophyllumstufe nur durch das Auftreten von *Mochlophyllum* lediglich feststellen können.

VII. Die Cosmophyllenschichten

Aus dem gesamten Schichtenkomplex, der aus der Rohrer Mulde das Hangende der Dohmophyllumstufe aufbaut, sind mit Hilfe faunistischer Merkmale nur die Cosmophyllenschichten mit Sicherheit abzugrenzen. Diese Möglichkeit verdanken sie einerseits ihrer meist isolierten Lage und zum anderen Teil ihrer Härte, die sie überall im Gelände als Hügel, Felsbildungen und Geländekanten in Erscheinung treten läßt. Charakteristisch ist in ihrer Fauna das Auftreten von Exemplaren der Gattungen *Cosmophyllum* Vollbr. und *Pseudocosmophyllum* Wdkd., die in Riesenformen gefunden werden. Daneben ist noch *Stenophyllum* Wdkd. von ausschlaggebender biostratigraphischer Bedeutung. Eine genaue Unterteilung in die von Wedekind aufgestellten Horizonte[17]), in Niedereher Korallenkalk (O.K.K. Niederehe), in Dachsberger Cosmophyllenschichten und in Berndorfer Schichten ist auf Grund meines gesammelten Fossilmaterials bis jetzt noch nicht möglich gewesen. Erschwert wird eine Schichtenbestimmung durch den Mangel an aufgeschlossenen Profilen. Der profilmäßige Aufschluß eines Teiles der Cosmophyllenschichten, der sich in dem Steinbruch an dem Feldweg Rohr—Lindweiler befindet, bietet das Fossilmaterial in außerordentlich schlechter Erhaltung. Bei einem zweiten Aufschluß an der Straße Rohr—Lindweiler war hingegen die Ausbeute an Cosmophyllen zu gering. Ein dritter Aufschluß am Junkerberge bei Reetz weist ebenfalls nur wenig und schlecht erhaltenes Material auf, das sich für eine genaue Untersuchung nicht eignet. Außerdem wird gerade hier eine Bestimmung der Schichtenfolge durch zahlreiche tektonische Störungen in beträchtlichem Maße erschwert. Einigermaßen sichere Bestimmungen ließen die Funde auf einigen Feldern am Junkerberge zu. Es handelt sich dort stellenweise um den Dachsberger Cosmophyllenhorizont mit *Cosmophyllum dachsbergi* Vollbr. Mit absoluter Sicherheit habe ich nur den Pseudocosmophyllumhorizont feststellen können, der mit dem Oberen Korallenkalk von Niederehe identisch ist, und der auf den Feldern zwischen Rohr und Lindweiler eine reiche Fauna aufweist. Der Weganschnitt an der Straße Rohr—Lindweiler schließt die Schichtenfolge in geeigneter Weise auf. Den brachiopoden- und korallenreichen Mergelschichten sind zunächst wenige und dann nur dünne Kalkbänke eingelagert. Die nach dem Hangenden zu folgenden Schichten zeigen eine Zunahme

17) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. II. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Mbg. Marburg 1925. — Wedekind, R. u. Vollbrecht, E.: Die Lythophyllidae des mittleren Mitteldevon der Eifel. Palaeontographica Band LXXV u. LXXVI. Stuttgart 1931.

des Kalkgehaltes, bis eine etwas mächtigere Kalkbank den Schichtenkomplex nach oben hin abschließt, welche als Kante im Gelände deutlich hervortritt. Eine weitere Verfolgung des Profiles zeigt ein erneutes Einsetzen von mergelreichen Schichten, die mit Kalkbänken wechsellagern und endlich durch die letzteren fast vollkommen verdrängt werden. Diese zweite Schichtenserie ist flächenhaft auf den Feldern oberhalb der Geländekante aufgeschlossen. Die Fauna ist reich an *Pseudocosmophyllum geigeri* Wdkd., *Stenophyllum* Wdkd., *Lythophyllum* Wdkd., Caespitosen, *Calceola sandalina*, Pentameriden und glatten Unciten, die in ihrer Form stark an *Stringocephalus burtini* erinnern. Crinoidenstielglieder, Pachyporen, Stromatoporen, Gastropoden, Orthoceraten und Cyrtoceraten und Trilobiten *(Phacops latifrons* Bronn, *Bronteus flabellifer* Goldf., *Acidaspis horrida* Roem.) vervollständigen die Fauna. Die gleiche Fauna ist im Niedereher Korallenkalk am Mühlenbach in der Nähe der Ruine Dreimühlen in der Hillesheimer Mulde aufgeschlossen. Dieser Befund zwingt analog den Verhältnissen bei Niederehe zu der Annahme, daß die oben erwähnte Geländekante von den Kalken der „Caiquastufe" (= Zone der *Newberria amygdalina*) gebildet wird. Die festen Kalke, aus denen diese Kante besteht, besitzen die schmutzig-dunkelgraue Färbung der „Caiquakalke" gegenüber der hellen Farbe der hangenden Schichten und erhärten so diese Vermutung. Die faunistische Untersuchung dieser Kalke sowie ihres Liegenden hat aber eine Bestätigung dieser Annahme nicht erbracht. Es fehlen vor allem leitende Fossilien, wie *Newberria amygdalina* und *Spirifer gerolsteinensis*. Auf den Feldern südöstlich von Rohr ist der Versuch, die Zone der *Newberria amygdalina* gegen die hangenden und liegenden Schichten abzugrenzen, ebenfalls erfolglos verlaufen. Wohl sprechen pfriemenförmig gestaltete Exemplare von *Calceola sandalina* (d. i. eine *Calceola*, bei der sich das Polypar in Richtung des Kelches stark verlängert, ohne daß es dabei zu einer Vergrößerung der Querschnittfläche kommt) für die Annahme, daß der „Caiquahorizont" vorhanden ist, die charakteristischen Leitversteinerungen fehlen aber auch hier. In Anbetracht der Tatsache, daß die Cosmophyllenschichten an dieser Stelle nicht beobachtet wurden, daß ebensowenig der Horizont der Loogher Schichten mit seiner charakteristischen Fauna dort angetroffen wurde, dürfte der Schichtenkomplex Loogher Schichten bis Cosmophyllenschichten durch eine streichende Verwerfung tektonisch unterdrückt sein. Der typische Horizont der Leptoinophyllumstufe (= Loogher Schichten), wie er in der Hillesheimer Mulde in der Nähe von Berndorf und Ruine Dreimühlen auftritt, und wie er in der Dollendorfer Mulde auf den Feldern westlich des Eusberges bei Mirbach (Bl. Dollendorf) noch vorhanden ist, scheint in der Rohrer Mulde gänzlich unterdrückt zu sein.

Da es mir nicht gelungen ist, den unteren Teil der Stenophyllumstufe, die Zone der *Newberria amygdalina*, mit Sicherheit nachzuweisen, bin ich in diesem Abschnitt über die Cosmophyllenschichten von der Bezeichnung Stenophyllumstufe (n. Wdkd.) abgewichen. Außerdem umfaßt der von mir als Cosmophyllenschichten bezeichnete Schichtenkomplex alle Horizonte, die durch das Auftreten von *Cosmophyllum* Vollbr. und *Pseudocosmophyllum* Wdkd. gekennzeichnet sind, also auch Teile der Sparganophyllumstufe (n. Wdkd.).

VIII. Die Plateauschichten von Niederehe

Das Hangende der Cosmophyllenschichten, also die Sedimente, die auf die Berndorfer Schichten folgen, sind im Steinbruch oberhalb von Rohr,

links des Weges nach der Höhe 486,2 (Bl. Aremberg) in vorzüglicher Weise aufgeschlossen und erhalten. Die nach dem Dorfe zu sich erstreckenden Felder scheinen ihrer Fauna nach zum Teil denselben Schichten zuzurechnen zu sein. Bis mir auf Grund des faunistischen Materiales eine weitere Gliederung in die von Wedekind aufgestellten Zonen[18]) möglich ist, fasse ich dieselben in Anlehnung an die Schichten im Hauptschurf von Niederehe in der Sammelbezeichnung „Plateauschichten" zusammen. Sie entsprechen, wenigstens zum Teil den „Dreimühlenschichten" von G. Meyer[19]). Auf den Feldern ist eine Korallenfauna reich entwickelt. Sparganophyllen, Lythophyllen, Campophyllen und dünnseptige Grypophyllen sind besonders charakteristisch. Dazu treten kurze, kreiselförmige Polypare mit sehr ausgeprägtem flachen Krempenrand und sehr enger Kelchgrube, die gern eine marginale Tochtersprossung erkennen lassen. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Formen um Exemplare der Gattung *Pseudoptenophyllum* (n. Wdkd.). Dicke Blöcke von *Cyathophyllum quadrigeminum* Goldf. und *Amphipora ramosa* Phill., daneben Stromatoporen und Favositen sind nicht zu übersehen.

Die Fauna im Steinbruch selbst ist durch massenhaftes Auftreten von Stromatoporen, Lythophyllen und dünnseptigen Grypophyllen gekennzeichnet. Sie unterscheidet sich von der auf den Feldern aufgesammelten Fauna vor allem durch die Fülle von Brachiopoden mit *Stringocephalus burtini* Defr. und vereinzelten glatten Unciten. Die fossilführende Schicht beträgt in ihrer Mächtigkeit ca. 50—100 cm, die von einer etwa 2 m mächtigen Lage von plattigen Kalken überlagert wird. Im Liegenden befindet sich ein mehr als 5 m mächtiger kompakter Kalk, der als Baustein Verwendung findet. Der liegende, massige Kalk weist vielfach einen glasig-muscheligen Bruch auf, so daß die Einführung des Namens „Glaskalk" sehr zweckmäßig erscheint. Infolge seiner verhältnismäßig großen Härte trifft dieser Glaskalkhorizont zumeist in einer nicht zu übersehenden Geländekante auf. So habe ich diesen Horizont auch in der Dollendorf—Freilinger Mulde nachweisen können, an der Stelle, wo sich rechts eines kleinen Feldweges vom Ahrtal in der Richtung nach Freilingen an der Höhe 412,6 ein Steinbruch (Bl. Dollendorf) befindet, in dem die kompakten Kalke aufgeschlossen sind. Darüber tritt diese Geländekante in der Richtung nach Freilingen zu klar zu Tage. Die Korallenfauna war hier nur spärlich, denn die fossilführende Schicht ist im Steinbruch selbst nicht aufgeschlossen. Die gemachten Funde reichen jedoch aus, um die Identität dieser Schichten mit dem Glaskalkhorizont bei Rohr einwandfrei festzustellen. In dem Aufschluß im Ahrtal sind die Stringocephalen so häufig, daß sie fast den gesamten obersten Teil des Baukalkes zusammensetzen. In der Rohrer Mulde ist dieser Glaskalkhorizont mit seiner charakteristischen, fossilführenden Schicht überall leicht nachweisbar (so an der ersten Wegbiegung der Straße Rohr—Eisengrub), obschon viele Querverwerfungen dem Auffinden dieses Horizontes Schwierigkeiten entgegensetzen. Dieser Glaskalkhorizont stellt den Kern der Rohrer Mulde dar. Die Schichten, die durch die nach Rohr zu gelegenen Felder aufgeschlossen werden, stellen das Liegende des Glaskalkes dar.

18) Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. II. Teil. Schriften d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Mbg. Marburg 1925.

19) Meyer, G.: Die Mitteldevonmulde von Hillesheim (ungedruckte Dissertation). Marburg 1923.

Ein kleiner verlassener Steinbruch rechts des Weges, der in fast südlicher Richtung vom Junkerberg nordöstlich von Reetz (Bl. Aremberg) ins Tal führt, zeigt in schöner Weise einen Teil der Plateauschichten in ihrem Verband profilmäßig aufgeschlossen. Die hellen, scharfkantig brechenden Kalke lassen ob ihrer Härte ihre stratigraphische Stellung als Glaskalke sofort einwandfrei erkennen. Die Schichtenfolge ist:

Plattige Kalke
Lager mit *Amphipora ramosa*
Löcherige Kalkbank mit Orthoceraten und Bryozoen. 30 cm.
Kalkbank mit *Pseudoptenophyllum* Wdkd.
Massiger, harter und heller Kalk.

Das Vorkommen von *Pseudoptenophyllum* Wdkd. und von *Amphipora* ramosa läßt die Vermutung an Wahrscheinlichkeit gewinnen, daß es sich hier um das aufgeschlossene Liegende des Glaskalkes handelt, also um dieselben Schichten, wie sie auf den Feldern nordöstlich des Steinbruches bei Rohr anzutreffen sind. Merkwürdig bleibt aber, daß in diesem Aufschluß keine Brachiopodenfauna gefunden wurde, wie auch Exemplare von *Calceola sandalina* vollkommen fehlen.

Ein weiterer Fundpunkt am Heiligenhäuschen rechts der Straße Rohr—Lindweiler (Bl. Aremberg) bedarf einer gesonderten Erwähnung. In dem mergelig-knolligen Kalk, der hier in einigen kleinen Schürfen aufgeschlossen liegt, sind die Fossilien nur sehr schlecht erhalten. Es ist auffallend, daß die Gattung *Lythophyllum* Wdkd. in keinem einzigen Exemplar gefunden wurde. Auch Brachiopoden fehlen an dieser Stelle gänzlich. Die Korallenfauna wird vertreten durch dünne, stengelige, vielfach von Stromatoporen umwachsene Exemplare. Nachgewiesen wurden dünnseptige Grypophyllen, *Stringophyllum* Wdkd., *Schizophyllum* Wdkd., und *Neospongophyllum* Wdkd. (?).

Allem Anschein nach sind hier die Neospongophyllenschichten von Hand bei Bergisch-Gladbach aufgeschlossen. Dieser Horizont stellt seiner Fauna nach die obersten Schichten dar, die am Aufbau der Rohrer Mulde mitbeteiligt sind. Schichten, die bereits zum oberen Mitteldevon gehören, wurden in der Rohrer Mulde nicht beobachtet.

C. Ergebnisse der Untersuchungen

In einer späteren Arbeit hoffe ich meine Absicht zu verwirklichen, die hier niedergelegten, bisherigen Untersuchungen, die auf Vollständigkeit noch keinen Anspruch erheben können, zu ergänzen und die Ergebnisse in einer geologischen Karte niederzulegen. Eines geht jedoch schon aus diesem Vergleich der Rohrer Mulde mit den anderen mitteldevonischen Kalkmulden mit Deutlichkeit hervor, nämlich, daß am Aufbau der Rohrer Mulde grundsätzlich die gleichen biostratigraphischen Elemente beteiligt sind wie in den anderen Eifelmulden. Die Lagerungsverhältnisse sind nach meinen Befunden in der Rohrer Mulde allerdings starken tektonischen Störungen anheimgefallen, so daß sich eine gleiche Schichtenfolge wie in den anderen Mitteldevongebieten der Eifel erst bei eingehender und genauerer Untersuchung ergibt. Eine große Anzahl streichender und senkrecht zum Streichen laufender Verwerfungen verleihen der Rohrer Mulde ebendieselbe ausgesprochene Grabentektonik, die auch den übrigen Eifelkalkmulden eigen ist.

Bisher ist es gelungen, einwandfrei die folgenden biostratigraphischen Horizonte nachzuweisen (vom Liegenden zum Hangenden):

1. Die Cultrijugatusstufe
2. Die Nohner Schichten
3. Die Keriophyllumstufe
   Bei der Keriophyllumstufe hat es sich gezeigt, daß sie einer der am leichtesten durch alle Eifelmulden zu verfolgender Horizonte ist, der sich seinerseits in mehrere Unterzonen aufteilen läßt.
4. Die Dohmophyllumstufe
5. Die Cosmophyllenschichten
   Wiederum handelt es sich um einen auffallenden und allgemein verbreiteten Horizont des Eifeler Mitteldevon.
6. Die Plateauschichten
   Die Plateauschichten sind ihrem Alter nach in der Rohrer Mulde einwandfrei zu erkennen. Allem Anschein nach hat gerade dieser Horizont in der Rohrer Mulde ein etwas abweichendes petrographisches und faunistisches Gepräge, wie es an den typischen Lokalitäten in der Hillesheimer Mulde und der Umgebung von Bergisch-Gladbach vorhanden ist.

Nach diesem Resultat läßt sich nicht mehr daran zweifeln, daß man auch die anderen in der Hillesheimer und Gerolsteiner Mulde ausgeschiedenen Horizonte auffinden würde, wenn Mittel zur Herstellung von Aufschlüssen zur Verfügung ständen.

Literaturverzeichnis

1. Dybowsky, W.: Monographie der Zoantharia sclerodermata rugosa. — Dorpat 1875.
2. Milne-Edwards et Haime, J.: Monographie des Polypiers Fossiles. — Paris 1851.
3. Kayser, E.: Die Brachiopoden des Mittel- und Oberdevon der Eifel. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft Bd. XXIII. Berlin 1871.
4. Kuckelkorn u. Vorster: Das Gebiet der Blankenheimer, Dollendorfer und Rohrer Mulde. — Geologische Rundschau 1926. Steinmann-Festschrift.
5. Meyer, G.: Die Mitteldevonmulde von Hillesheim. (Ungedruckte Dissertation). Marburg 1923.
6. Schnur, I.: Zusammenstellung und Beschreibung sämtlicher im Übergangsgebirge der Eifel vorkommenden Brachiopoden. — Palaeontographica. Kassel 1854.
7. Schulz, E.: Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. — Jahrbuch der königlich preußischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie. Berlin 1882.
8. Scupin, H.: Die Spiriferen Deutschlands. — Paläontologische Abhandlungen. Neue Folge Bd. IV, Heft 3. Jena 1900.
9. Vollbrecht, E.: Die Digonophyllinea aus dem unteren Mitteldevon der Eifel. — I. Teil. — Neues Jahrbuch, Beil.-Bd. 55. Stuttgart 1926.
10. — : Über den Bau von *Cosmophyllum* nov. gen. — Sitzungsbericht der Gesellschaft zur Förderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg. April 1921.

11. Walter, C.: Untersuchung über die Mitteldevon-Oberdevongrenze. Marburg 1928.

12. Wedekind, R.: Das Mitteldevon der Eifel. I. u. II. Teil. Schriften der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg. Marburg 1924 und 1925.

13 — : Abschnitt „Coelenterata" (Paläontologie) Handwörterbuch der Naturwissenschaften, 2. Auflage. Jena.

14. — : Zur Kenntnis der Stringophyllen des oberen Mitteldevon. — Sitzungsbericht der Gesellschaft zur Förderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg. Marburg April 1921.

15. — : Unveröffentlichte Manuskripte.

16. Wedekind, R. u. Vollbrecht, E.: Die Lythophyllidae des mittleren Mitteldevon der Eifel. — Palaeontographica Bd. LXXV u. LXXVI. Stuttgart 1931.

Urschrift eingegangen am 2. Dezember 1935
Druckauftrag erteilt am 17. März 1936

Die Fauna der Siegener Schichten von Unkel (Bl. Königswinter)

Von Georg Dahmer, Bad Soden am Taunus

Hierzu Tafel 44—48 und eine Textabbildung

Inhaltsverzeichnis

Seite

Einleitung 634
Fundstellen 635
Verzeichnis der Versteinerungen 637
Vergesellschaftung der Arten 643
Stratigraphische Schlüsse 645
Beschreibung der neuen oder ungenügend bekannten Arten 647
Homalonotus ornatus Koch s. l. 647
Homalonotus sp. (*H. ornatus* Koch s. l. ?), Hypostom 647
Homalonotus aculeatus Koch 648
Bellerophon sculptus Rolle 649
Leiopteria drevermanni Spriestb. 650
Pterinea Goldf., *Peraptera* n. subg. 651
Pterinea unkelensis n. sp. 651
Pterinea lineata Goldf. mut *erecta* n. nom. 653
Beushausenella maillieuxi n. nom. (aus belgischem Unterdevon) . . 656
Myalina cf. *maureriana* Will. & Breg. 658
Ctenodonta cf. *elegans* Maur. 658
Cypricardella elongata Beush. 659
Leptodomus gracilis n. sp. 660
Leptodomus heteropleurus n. sp. 661
Prothyris elongata n. sp. 662
Dinapophysia papilio Krantz, var. 663
Meganteris drevermanni Dahm. 663
Chonetes unkelensis n. sp. 663
Lingula hunsrückiana A. Fuchs 664
Discina inaequalis n. sp. 665
Discina arduennensis Schnur 665
Zusammenfassung 666
Literaturverzeichnis 667

Einleitung

Zu den klassischen Fundstellen für Versteinerungen des rheinischen Unterdevons gehört der Aufschluß an der „Kaskade bei Unkel a. Rhein". Obwohl seit nahezu 100 Jahren dort gesammelt wird, hat die Fauna bisher noch keine planmäßige Bearbeitung erfahren. Wilckens hat in seiner „Geologie der Umgegend von Bonn" (1927, S. 9—12) nähere Angaben über die Art des Vorkommens, die Geschichte seiner Durchforschung und die bisher von dort aufgezählten Versteinerungen gemacht, ferner eine Literaturzusammenstellung gegeben. Aus den Darlegungen von Wilckens sei hier nur kurz wiederholt, daß F. Roemer 1844 die ersten Fossilien von Unkel namhaft machte, weiterhin Rolle (1850), Wirtgen & Zeiler (1854), v. Dechen (1884, Fundort Nr. 22) und Heusler (1897, S. 12, nach Aufsammlungen von Schulz und Follmann) kleinere und z. T. revisionsbedürftige Fossillisten mitteilten, ferner einzelne Arten in Arbeiten von Sandberger, Follmann, Kayser, Drevermann, Frech und Beushausen besprochen wurden.

Die Ablagerungen, in denen das Versteinerungsvorkommen auftritt, werden schon in der älteren Literatur, wenn auch hier und da mit gewissem Vorbehalt, als ein Glied der Siegen-Stufe betrachtet (Follmann 1885, S. 191 [die Fundstelle wird dort als „Stucksley im Siebengebirge" bezeichnet]; Frech 1889, S. 182; Frech 1891 und Beushausen 1895). Über das Niveau, das die Schichten von Unkel innerhalb dieser Stufe einnehmen, waren indes die Meinungen bisher geteilt.

Kayser hat (1892, S. 98 in der Besprechung von *Orthis personata)* zuerst die Vermutung geäußert, daß die Schichten ein verhältnismäßig hohes Niveau, vielleicht einen „Übergangshorizont der Siegener Grauwacke zur Unterkoblenzstufe" vorstellen könnten. Drevermann hat (1904, S. 285) diese Auffassung bestimmter ausgesprochen; er hält die Ablagerungen von Unkel für jünger als die von ihm als „Seifener Schichten" bezeichneten Ablagerungen von Seifen und von Menzenberg, die wir jetzt zu den Mittleren Siegener Schichten stellen. Er wies auf ihre Ähnlichkeit mit den Herdorfer Schichten hin, die er allerdings — eine Auffassung, die inzwischen überholt ist — als Unterkoblenzschichten betrachtete. Drevermann begründete seine Ansicht auf eine Diskussion der Zusammensetzung der Fauna: das Massenvorkommen von Choneten, die Häufigkeit von *Rhenorensselaeria strigiceps* und das Vorkommen von *Tropidoleptus carinatus* war für seine Einstellung ausschlaggebend.

Eine andere Auffassung vertritt Max Richter (1926, S. 78; vgl. auch Wilckens 1927, S. 9), der die Unkeler Schichten für Rauhflaser (also Mittlere Siegener Schichten im Sinne Henke's) und ihre Fauna für diejenige der Seifener Schichten hält. (Daß M. Richter in seiner Tabelle 1926, S. 79 die Unkeler Schichten als obere Siegener Schichten bezeichnet, ist ohne Belang, da dort auch Denckmann's Rauhflaser- und Mildflaserhorizont in die Oberen Siegener Schichten einbezogen werden.) Auch Breddin (1933, S. 7 u. 8) vertritt M. Richter's Meinung; auch er parallelisiert die Ablagerungen von Unkel mit den Seifener Schichten und zieht den von ihm 1922, S. 118 als Horizontbezeichnung eingeführten Namen „Unkeler Schichten" als damit überflüssig geworden zugunsten der älteren Drevermann'schen Benennung ein.

Wilckens (1927, S. 12) läßt die Frage, welches Glied der Siegen-Stufe die Ablagerungen von Unkel repräsentieren, offen: „Da sowohl die Unkeler wie die Menzenberger Liste zweifellos nicht die ganzen Faunen der beiden Fundorte enthält, ist ein Urteil über ihre Gleich- oder Verschiedenaltrigkeit noch nicht möglich". [Die 1857 von Krantz entdeckte und beschriebene Fauna von Menzenberg habe ich inzwischen revidiert (Dahmer 1935); es steht jetzt einwandfrei fest, daß sie eine Seifener Fauna ist, wie Drevermann bereits angenommen hatte.]

In neuester Zeit wendet sich Henke (1930, S. 22) gegen Richter's und Breddin's Auffassung, M. Richter's Sondergliederung der Siegener Schichten für das Rheinprofil von Andernach bis nördlich von Linz hat nach Henke's Ansicht keine Berechtigung. In der Übersichtskarte zu seiner kürzlich erschienenen Abhandlung über die Siegener Schichten der Osteifel zeichnet Henke (1933, Taf. 2) demgemäß bei Unkel Herdorfer Schichten ein, vertritt somit Drevermann's Anschauung. Auch W. E. Schmidt teilt diese Ansicht, wie auch aus den Angaben auf den Etiketten der von ihm gesammelten Fossilien von Unkel im Geol. Landesmuseum hervorgeht.

Die Unkeler Schichten nehmen nach M. Richter und Breddin einen wesentlichen Anteil am Aufbau der nordwestlich des Siegener Hauptsattels gelegenen Landschaft; nach M. Richter's Schätzung erreichen sie im Rheinprofil eine Mächtigkeit von wenigstens 4000 Meter und würden somit den mächtigsten Horizont der Siegener Schichten vorstellen. Eine Entscheidung darüber, welche der beiden einander gegenüberstehenden Auffassungen über ihr Alter zutrifft, erscheint daher von besonderer Wichtigkeit. Ich habe versucht, an Hand einer planmäßigen Bearbeitung der Fauna eine solche herbeizuführen.

Für diesen Zweck stand mir ein reiches Material aus dem Geologischen Landesmuseum zu Berlin (von F. Roemer, H. Laspeyres, H. Vogel, Th. Henn, A. Fuchs, J. Spriestersbach und W. E. Schmidt gesammelt), aus der Slg. der Universität Bonn (vorwiegend von Cl. Schlüter gesammelt) und aus meiner Privatsammlung zur Verfügung; weiterhin lagen mir Stücke aus der Slg. Rosenberg in Frankfurt a. M. und aus dem Nassauischen Landesmuseum in Wiesbaden vor. Den Herren Prof. P. Dienst (Berlin), Dr. K. Fill (Wiesbaden), Prof. N. Tilmann (Bonn) und Dr. R. Rosenberg (Frankfurt a. M.) danke ich bestens für ihre Hilfsbereitschaft bei Durchsicht der von ihnen verwalteten Sammlungen.

Fundstellen

Die in den genannten Sammlungen niedergelegten Versteinerungen sind mit den Fundortsbezeichnungen „Unkel", „Kaskade bei Unkel", und „Stuxley" (oder „Stucksley") versehen. Den Namen „Stux" trägt ein über die Grenze der Meßtischblätter Königswinter und Linz hinwegstreichender, südöstlich von Unkel bis in die Gegend von Orsberg und Bruchhausen sich erstreckender Bergzug; sein nach der Rheinseite steil abfallendes Gehänge heißt die „Stuxley". Der klassische Versteinerungsfundpunkt liegt in der Nähe des Bahnhofes Unkel, an der Nordseite dieses Bergzuges, auf Bl. Königswinter. Dort fällt etwas oberhalb der Urbachsmühle an der Straße nach Bruchhausen der Mühlbach als „Kaskade" über eine Felswand herab, an der die fossilführenden Schichten angeschnitten sind. Besser sind diese in einem gegenüber, am rechten Talgehänge liegenden Steinbruch erschlossen. Die im Streichen eines Sattels,

in dem dieser Aufschluß angelegt ist, verlaufende Bruchwand zeigt folgendes Profil:

Das Liegende bilden ziemlich mächtige Lagen eines harten, sehr feinkörnigen, hellgrauen Grauwackensandsteins, der in dicken Bänken abgesondert ist und ebenflächig spaltet. Das Dach dieser Ablagerung bildet eine 15 bis 30 cm mächtige, ganz von Versteinerungen erfüllte Bank. Über ihr — und sie daher leicht kenntlich machend — tritt ein etwa 50 cm mächtiges Paket dunkelgrauer Bröckelschiefer auf, über denen wiederum in unregelmäßigem Wechsel Lagen von festeren, schalig brechenden Tonschiefern, gebänderten Grauwackenschiefern und plattig abgesonderten Grauwackensandsteinen folgen. Die gleiche Schichtenreihe erkennt man an der hinter dem Wasserfall liegenden Felswand (wo auch die festeren schiefrigen Lagen durch Gehängedruck zerbröckelt sind), und am Steilabfall der Stuxley sind sie ebenfalls über deren ganze Erstreckung hin zu verfolgen, doch ist die Fossilbank hier nicht freigelegt. Die festen Bänke an der Basis der Schichtenfolge [1]) wurden früher zur Herstellung von Fundamenten und Weinbergsmauern verwandt, das Hangende war Abraum.

Die mit den Fundortsangaben „Unkel", „Kaskade" und „Stuxley" versehenen Versteinerungen stammen — mit Ausnahme einiger von A. Fuchs an ein paar kleinen Aufschlüssen in den gleichen Schichten an der Südostseite des Stux gesammelten Stücke — offenbar alle von den Fundstellen am Wasserfall, die meisten wohl aus dem Steinbruch. Durch eine Begehung der Stuxley habe ich mich davon überzeugt, daß dort kein anderer Aufschluß vorhanden ist, der als Fundpunkt einer so reichen Fauna in Frage käme.

Wilckens gibt nach Krantz noch einige weitere Fossilfundpunkte aus der Umgebung von Unkel an, von denen aber mit einer Ausnahme (*Murchisonia* sp. von Scheuren, Landesmuseum) in den mir zugänglichen Sammlungen nichts vertreten ist. Ich habe auch diese Stellen aufgesucht. Am Wege von Rheinbreitbach nach Virneberg befinden sich 150 Meter vor und gegenüber dem Schwimmbad Steinbrüche auf der rechten Talseite, die ein ähnliches Profil zeigen, wie der Steinbruch gegenüber der Kaskade. Das Liegende besteht indes hier aus einer mürberen, khakifarbenen, stellenweise mit Pflanzenhäcksel (*Taeniocrada* sp.) erfüllten Grauwacke. An der Grenze gegen die Bröckelschiefer sind hier keine Tierreste erhalten geblieben. Auch an den übrigen von Krantz genannten Stellen waren solche nicht mehr zu finden.

M. Richter stellt auch Ablagerungen, die hinter der Apollinariskirche bei Remagen erschlossen sind, zu den Unkeler Schichten. In einem Steinbruch westlich der Appolinariskirche, bei km 1,1 der Kreisstraße nach Kirchdaun, werden sehr feinkörnige, blaugraue Grauwackensandsteine und sandige Bänderschiefer abgebaut, in denen *Nuculites* sp., aff. *solenoides cultratus* Sandb. (Slg. des Verf.) und *Grammysia ovata* Sandb. (Slg. M. Richter im Geol. Institut Bonn) vorgekommen sind. Ein Schluß auf das Niveau, das diese Schichten innerhalb der Siegen-Stufe einnehmen, läßt sich aus diesen Funden nicht ziehen.

1) Der Umstand, daß diese Bänke in enger Verbindung mit Bröckelschiefern auftreten, legt die Annahme nahe, daß sie den petrographisch sehr ähnlichen (und ebenfalls in Steinbrüchen abgebauten) feinkörnigen Grauwackensandsteinen der Wahnbachschichten entsprechen, die bisher allerdings noch keine Fauna geliefert haben.

Verzeichnis
der an der Kaskade (Stuxley) bei Unkel vorkommenden Versteinerungen

Die Häufigkeitsbezeichnungen bedeuten: 1 selten, 2 in mäßiger Zahl, 3 häufig, 4 sehr häufig, b in bestimmten Bänken angereichert.

Die Hinweise in eckigen Klammern beziehen sich auf Abbildungen Unkeler Stücke in der bereits vorliegenden Literatur.

Abkürzungen für den Aufbewahrungsort der Belegstücke:

A = Technische Hochschule in Aachen.
B = Universität Bonn.
Be = Universität Berlin.
Br = Universität Breslau.
L = Geol. Landesmuseum in Berlin.
M = Universität Marburg.
N = Naturhist. Verein f. Rheinl. u. Westf., Bonn.
R = Slg. Dr. R. Rosenberg, Frankfurt a. M.
V = Slg. des Verfassers, Bad Soden a. T.
W = Nassauisches Landesmuseum, Wiesbaden.

Namen der Arten	Häufigkeit	Aufbewahrung	Bemerkungen
Machaeracanthus sp.	1	L, V	„Saurierknochen" F. Roemer 1844, S. 86; v. Dechen 1884, S. 124.
Pteraspis dunensis F. Roem. . . .	2	L, R	Dorsalstacheln u. Bruchstück einer Brachialplatte.
Homalonotus rudersdorfensis R. & E. Richt.	2	L, V	
Homalonotus ornatus Koch sensu lato	1	B	Taf. 44, Fig. 1. Vgl. auch Taf. 44, Fig. 2.
Homalonotus aculeatus Koch . . .	1	L	Taf. 44, Fig. 3.
Asteropyge drevermanni (Rud. Richt.)	2	L, V	
Asteropyge atavus (W. E. Schmidt)	2	L, V	
Beyrichia tetrapleura A. Fuchs . .	b	L	
Beyrichia devonica Jones & Woodw.	1	L	
Orthoceras „planiseptatum Sandb."	1	L	Taf. 44, Fig. 4. Vgl. auch Maurer 1896, S. 673.
„Arthrophyllum" sp.	1	L	

Namen der Arten	Häufigkeit	Aufbewahrung	Bemerkungen
Bellerophon[2]) *macrostoma* F. Roem.	1	Br, W	[F. Roemer 1844, Taf. 2, Fig. 6a, b; 1876, Taf. 25, Fig. 5a, b.]
Bellerophon tumidus Sandb. . . .	3, b	R, V	
Bellerophon sculptus Rolle . . .	1	V	Vgl. S. 649.
Bellerophon auricularia Oehl. . . .	2	L, R	
Pleurotomaria daleidensis F. Roem. mut. *alta* Drev.	3, b	L, R, V	
Murchisonia taunica Kays.	1	B	
Platyceras dorsicarina A. Fuchs . .	1	R	
Platyceras (?) cassideum (d'Arch. & de Vern.)	1	V	
Coleoprion arenarium (A. Roem.) . .	2	L, V	Ob *C. arenarium* (A. Roem.) von *C. gracile* (Sandb.) wirklich verschieden ist, steht nicht genau fest.
Tentaculites schlotheimi Kok. . . .	2, b	B, L, R, V	In Grauwackensandstein und sandigem Tonschiefer.
Tentaculites tenuis Sow. (sensu Leriche 1912)	b	V	Vgl. Leriche 1912, Taf. 3, Fig. 1—3. Nur im Bröckelschiefer.
Aviculopecten (?) sp.	1	L	Flachgedrückter Kern einer rechten Klappe. Große Form mit feinen Radialstreifen, auffallend schmalem Vorderohr und tiefem Byssusausschnitt.
Leiopteria crenato-lamellosa (Sandb.)	2	L, R	
Leiopteria pseudolaevis (Oehl.) . .	1	L, V	Taf. 44, Fig. 6.
Leiopteria drevermanni Spriestb. .	2	L	Fig. 47, Fig. 13. [Spriestersbach 1915, Taf. 9, Fig. 5, excl. cet.]
Limoptera bifida (Sandb.) . . .	1	L	
Pterinea costata Goldf. (sensu Maillieux 1935)	3	L, R, V	[=*Pterinea laevis praecursor* Frech 1891, Taf. 2, Fig. 14—15 b; vgl. Dahmer 1935, S. 146.]
Pterinea dichotoma Krantz . . .	1	Be, N, V	[= *Avicula rigomagensis* Frech 1891, Taf. 3, Fig. 2; vgl. Dahmer 1934, S. 52.]

2) F. Roemer hat (1876, Atlas, Erklärungen zu Taf. 5, Fig. 12 u. Taf. 25, Fig. 5) die Gattung *Salpingostoma* aufgestellt, in die er auch *Bellerophon macrostoma* einordnet. Als Genotypus von *Salpingostoma* hat *Bellerophon megalostoma* Eichw. zu gelten. Ob aber *B. macrostoma* in die gleiche Gattung gehört wie diese untersilurische Art, ist, wie mir Herr Dr. C. Teichert (Kopenhagen) freundlichst mitteilte, sehr fraglich. Ich habe deshalb die ursprüngliche Bezeichnung Roemer's hier beibehalten.

Namen der Arten	Häufigkeit	Aufbewahrung	Bemerkungen
Pterinea lineata Goldf. mut. *erecta* n. nom.	3	A, B, L, R, V	Taf. 46, Fig. 1 u. 2. [Frech 1891, Taf. 9, Fig. 13.]
Pterinea ingens Dahm.	1	L	Über die Beziehungen zu *Pterinea gigantea* (Krantz) vgl. Dahmer 1934, S. 54 u. 1935, S. 144.
Pterinea unkelensis n. sp.	3	L, V	Taf. 45. [= *Leiopteria drevermanni* Spriestb. ex parte. Spriestersbach 1915, Taf. 10, Fig. 1.]
Actinodesma lamellosum (Goldf.)	3	B, L, R, V	
Actinodesma lamellosum (Goldf.) var. *longialata* (Spriestb.)	1	L	[Spriestersbach 1915, Taf. 10, Fig. 2; vgl. vorlieg. Abh., S. 650.
Mytilina (Mytilina) sp.	1	L	
Mytilina (Plethomytilus) cf. *maureriana* Will. & Breg.	1	L	Taf. 44, Fig. 5.
Modiola lodanensis Beush.	2	L	Taf. 47, Fig. 1 u. 2. Nach Mauz 1935, S. 24 auch in Unterkoblenzschichten.
Modiolopsis soleniformis (Goldf.)	b	L	Im Bröckelschiefer.
Modiomorpha praecedens Beush. (?)	1	L	
Modiomorpha carinata (Maur.)	2	N, L, V	[Beushausen 1895, Taf. 2, Fig. 7a u. 7 b.]
Modiomorpha elevata (Krantz)	1	?	teste Beushausen, nach Heusler 1897, S. 12.
Modiomorpha speciosa Drev. mut. *taunica* Keg.	2	B, L	Taf. 44, Fig. 7; Taf. 47, Fig. 1. Vgl. auch Dahmer 1934, S. 57.
Nucula confluentina Beush.	3	L, R, V	Taf. 47, Fig. 7.
Nucula curvata Maur.	2	L, R, V	
Nuculana frechi Beush.	2	L, V	
Ctenodonta quirini Dahm.	2	L, V	Taf. 47, Fig. 6.
Ctenodonta bertkaui Beush.	2	L, V	Taf. 47, Fig. 3.
Ctenodonta cf. *elegans* Maur.	1	L	Taf. 47, Fig. 5.
Ctenodonta maureri Beush. var. *varicosa* Beush.	3, b	B, L, R, V	Ziemlich häufig im Sandstein der Hauptfossilbank, vereinzelt im Bröckelschiefer, bankbildend in den festeren Tonschiefern (dort Prägekerne, Taf. 47, Fig. 1 u. 2).
Ctenodonta maureri Beush. var. *brevis* Beush.	2	L	
Ctenodonta maureri Beush. var. *obsoleta* Beush.	1	L	

Namen der Arten	Häufigkeit	Aufbewahrung	Bemerkungen
Ctenodonta migrans Beush. . . .	1	L	
Ctenodonta gibbosa (Goldf.) . . .	3	B, L	
Nuculites solenoides (Goldf.) var. *cultrata* (Sandb.)	2	B, V	Die Varietät *cultrata* möchte ich — entgegen Mauz 1935, S. 58 — aufrechterhalten.
Nuculites beushauseni (A. Fuchs) var. *expansa* Mauz	1	B	
Nuculites perovalis (A. Fuchs) . .	1	B(cf.),L	
Nuculites truncatus (Stein.) . . .	2	Be, L	[Beushausen 1895, Taf. 5, Fig. 4.]
Nuculites depressus (A. Fuchs) . .	1	L	Taf. 47, Fig. 16.
Cypricardella elongata Beush. . . .	1	L, R	Taf. 47, Fig. 12.
Cypricardella cf. *unioniformis* (Sandb.)	1	B	
Cypricardella cf. *subovata* Beush. .	1	N, L	[= *C. acuminata* Beushausen ex parte: 1895, Taf. 12, Fig. 14 ? (non Fig. 12, 13 u. 15 = *C. acuminata* Maurer).]
Carydium gregarium Beush. . . .	4	L, V	
Prosocoelus pes anseris (Zeil. & Wirtg.)	1	B, L	Man beachte an der Abb. Taf. 47, Fig. 4 die eigenartige Verstärkung der Anwachsstreifen am Vorderrand, die auch bei anderen *Prosocoelus*-Arten in der Jugend auftritt (Beushausen 1895, S. 148; A. Fuchs 1915, S. 52).
Goniophora bipartita (F. Roem.) . .	4	B, L, V	Taf. 47, Fig. 8. [F. Roemer 1844, Taf. 2, Fig. 2; 1876, Taf. 24, Fig. 5; Beushausen 1895, Taf. 17, Fig. 14 bis 16.]
Goniophora schwerdi Beush. . . .	1	L	Vertikale Verbreitung dieser Art vgl. Kegel 1913, S. 92.
Grammysia ovata Sandb.	2	B, L	Kleine Variante. Taf. 47, Fig. 9.
Leptodomus latus (Krantz) . . .	2	B (cf.), L, V	
Leptodomus gracilis n. sp.	b	L, V	Taf. 47, Fig. 14 u. 15; Textabb. 1.
Leptodomus striatulus (F. Roem.) .	1	L	Taf. 47, Fig. 11.
Leptodomus heteropleurus n. sp. .	1	L	Taf. 47, Fig. 10.
Phthonia ? sp.	1	L	
Prothyris elongata n. sp.	1	L	Taf. 46, Fig. 3 u. 4.
Conocardium reflexum Zeil. . . .	1	N	[Zeiler 1857, Taf. 3, Fig. 4—8; Beushausen 1895, Taf. 30, Fig. 3 u. 4.]

Namen der Arten	Häufigkeit	Aufbewahrung	Bemerkungen
Spirifer primaevus Stein.[3]	2	B, L, V	
Spirifer hystericus (v. Schloth.)	4	B, L, R, V	Vgl. Textabb. 1. [Scupin 1900, Taf. 1, Fig. 3 u. 4.]
Spirifer excavatus Kays.	1	L	
Spirifer humilis Scup.	2	L, V	Diese Art war bisher aus den Siegener Schichten noch nicht bekannt (vgl. Spriestersbach 1935, S. 492).
Spirifer affinis A. Fuchs	1	L	Taf. 48, Fig. 2.
Spirifer daleidensis Stein.	1	L, V	
Athyris avirostris (Krantz)	4	B, L, N, V	
Athyris sp.	2	L	
Meristella aliena (Drev.)	3	L, M, N, R, V	Auch das von Drevermann 1904, S. 259 nur mit Vorbehalt angegliederte Stück von Unkel gehört zu *M. aliena*.
Camarotoechia daleidensis (F. Roem.)	4	B, L, V	
Dinapophysia papilio (Krantz), var.	1	L	Vgl. S. 663.
Cryptonella minor Dahm.	3	L, R, V	
Rhenorensselaeria strigiceps (F. Roem.)	4, b	B, L, V	
Rhenorensselaeria crassicosta (Koch)	3, b	B, L	Taf. 46, Fig. 5.
Trigeria robustella (A. Fuchs)	b	B, L	
Trigeria carinatella (A. Fuchs)	1	L, B	
Meganteris drevermanni Dahm.	2	B, L, V	Taf 48, Fig. 3 u. 4. [Dahmer 1934, Taf. 7, Fig. 5.]
Meganteris cf. *inornata* (d'Orb.)	1	L	
Chonetes unkelensis n. sp.	4, b	B, L, R, V, W	Taf. 48, Fig. 5—8.
Tropidoleptus carinatus Conr.	2, b	B, L, V	
Stropheodonta gigas (M'Coy)	1	L(cf.), V	
Stropheodonta murchisoni (d'Arch. & de Vern.)	2	L, N, V	

3) Aus F. Roemer's Aufsammlungen im Berliner Landesmuseum liegt auch eine Dorsalklappe von *Spirifer pellico* de Vern. & d'Arch. unter der Fundortsbezeichnung „Ältere Grauwacke, Unkel" vor. Das Fossil ist in eine Grauwacke eingebettet, wie sie im Bereich der hier behandelten Fundpunkte nirgends beobachtet wurde. Auf einem anderen Stück des gleichen Gesteins, ebenfalls aus Roemer's Slg., befindet sich eine linke Klappe von *Pterinea costata* neben Schalen von *Chonetes plebeja* Schnur. Die Stücke stammen wohl überhaupt nicht aus Siegener Schichten, sondern höchstwahrscheinlich von einem Unterkoblenzfundort. Ich habe sie daher bei Aufstellung vorliegender Fossilliste nicht in Betracht gezogen.

Namen der Arten	Häufigkeit	Aufbewahrung	Bemerkungen
Stropheodonta sedgwicki (d'Arch. & de Vern.)	2	L, V	
Stropheodonta sedgwicki (d'Arch. & de Vern.) var. *rudis* Keg. .	2	L, V	
Stropheodonta explanata (Sow.) .	2	L, V	
Orthis provulvaria Maur.	3	L, N, V	[Kayser 1892, Taf. 11, Fig. 6, als *Orthis „personata"* bezeichnet; vgl. Drevermann 1904, S. 267.]
Orthis personata Zeil.	3	L, M, N, V	Taf. 48, Fig. 1; vgl. auch S. 646. [Zeiler 1857, Taf. 4, Fig. 9—11; Kayser 1892, Taf. 12, Fig. 3 u. 4.]
Orthis circularis Sow.	4	B, L, V	
Petrocrania proavia (Goldf.) . .	3	L, V	Der bisher gebrauchte Gattungsname *Craniella* ist (vgl. Maillieux 1932, S. 23) schon für eine Spongien-Gattung vergeben.
Petrocrania interstrialis (Dahm.) .	1	V	
Philhedra sp.	1	L	
Lingula hunsrückiana A. Fuchs . .	1	B	Taf. 48, Fig. 9.
Lingula (Glossina) sp.	1	L	
Discina inaequalis n. sp.	1	L	Taf. 48, Fig. 10.
Discina arduennensis (Schnur) . .	1	W	Vgl. S. 665.
Rhopalonaria sp.	2	L, V	Kolonien auf *Goniophora bipartita* und *Modiomorpha carinata*.
Caulostrepsis taeniola Clarke . .	1	L	
Spirorbis sp. ind.	b	V	Im Bröckelschiefer.
Spaniaster latiscutatus (Sandb.) .	1	W	[Sandberger 1856, Taf. 35, Fig. 1 u. 1a; Schöndorf 1909, Taf. 8, Fig. 2, Taf. 10, Fig. 9, Taf. 11, Fig. 9.] Literatur siehe Wilckens 1927, S. 9 u. 11 u. Schöndorf 1909.
Agelacrinus rhenanus F. Roem. . . .	1	?	[F. Roemer 1851, Taf. 8, Fig. 4a, b; Jaekel 1899, Taf. 3, Fig. 3.] Diese seltene Art kommt nach W. E. Schmidt (briefl. Mitt.) auch in den Herdorfer Schichten am Hardtchen bei Siegen vor.
Ctenocrinus typus Bronn	1	L	Bestimmt von W. E. Schmidt.
Acanthocrinus sp. ind.	1	L	
Favosites ? sp.	1	L	
Pleurodictyum problematicum Goldf.	3	L, V	
Pleurodictyum cf. *selcanum* Gieb. .	2	L	
Spirophyton eifliense Kays. . . .	1	L	

Namen der Arten	Häufigkeit	Aufbewahrung	Bemerkungen
Kriechspuren	b	V	Im Tonschiefer; u. a. die von Dahmer 1934, Taf. 8, Fig. 10 abgebildete Spur.
Taeniocrada dubia Kr. & Weyl. .	b	L	
Drepanophycus spinaeformis Göpp.	1	V	Sproß mit Seitenorganen, ähnlich dem von Kräusel & Weyland 1930, Taf. 3, Fig. 2 abgebildeten Rest von Hachenburg. Die Pflanze ist auch aus den Oberen Siegener Schichten des Wahnbachtales bekannt.

Vergesellschaftung der Arten

Wie aus der Besprechung der Fundstellen im vorigen Abschnitt hervorgeht, hat über einen längeren Zeitraum in der Unkeler Meeresregion eine gleichmäßige Abscheidung von sandigem Detritus stattgefunden, der die festen Grauwackensandsteinbänke im Liegenden der Hauptfossilbank aufgebaut hat. Dann trat ein Sedimentwechsel ein. Es ist sicher kein Zufall, daß die Fossilbank gerade den Grenzhorizont bildet, der den Beginn einer „unruhigeren" Sedimentierung anzeigt. Offenbar haben die Umstände, die eine solche einleiteten, anfänglich auch günstige Bedingungen für eine Erhaltung der Tierreste mit sich gebracht.

Die Fossilbank beginnt mit einem sehr hellen, mürben Sandstein, in den kleine Schieferschmitzen eingestreut sind. In dieser Lage tritt, über einer dünnen, von Schalentrümmern erfüllten Zone, *Chonetes unkelensis* bankbildend auf; auch *Spirifer hystericus, Tropidoleptus carinatus, Orthis*-Arten, Nuculiden und *Carydium gregarium* sind hier recht häufig. Nach dem Hangenden hin entfaltet sich ein größerer Reichtum an Arten, wobei das Sediment in Gefüge und Farbton starken Schwankungen unterworfen ist. Stellenweise gehen die hellen Sandsteine wohl durch die ganze Fossilbank hindurch, meist treten aber dunklere, härtere Sandsteine oder schmutzig-graubraune (z. T. eisencarbonatreiche) Grauwackensandsteine an ihre Stelle. Mit der Sedimentveränderung gehen auch Veränderungen in der Tierbesiedelung Hand in Hand, die aber innerhalb der Fossilbank unbedeutend und nicht durchgreifend sind.

Ein deutlich erkennbarer Wechsel in der Tierbesiedlung trat erst mit dem Absatz der unmittelbar über der Hauptfossilbank liegenden Bröckelschiefer ein. Versteinerungen sind hier allerdings nur vereinzelt erhalten geblieben. Ich konnte die nachstehend erhaltenen Reste darin nachweisen:

Tentaculites tenuis Sow. [sensu Leriche 1912, Taf. 3, Fig. 1—3] (in Bänkchen angereichert)
Modiolopsis soleniformis (Goldf.)
Ctenodonta gibbosa (Goldf.)
Ctenodonta maureri varicosa Beush.

Nuculites solenoides cultratus (Sandb.)
Spirorbis sp.
Pflanzenreste, u. a. *Drepanophycus spinaeformis* Göpp.
Lebensspuren (u. a. die Dahmer 1934, Taf. 8, Fig. 10 abgebildete Spur).

Es liegt somit eine Schlickablagerung vor, die, auch im Gestein, derjenigen der „*Modiolopsis*-Fazies" der Wahnbachschichten ähnlich ist. Besonders bezeichnend ist das Auftreten von *Tentaculites tenuis* (der im Sandstein und in den festeren, sandigeren Tonschiefern immer durch *Tentaculites schlotheimi* ersetzt ist), *Modiolopsis soleniformis, Spirorbis* sp. und von Pflanzenfragmenten. Daß *Rhenorensselaeria crassicosta,* die ebenfalls zu den bezeichnenden Formen der Schlammsteine der Siegen-Stufe gehört, hier im Bröckelschiefer noch nicht festgestellt werden konnte, ist ohne Belang, da sie sowohl im Liegenden als auch im Hangenden am gleichen Aufschluß nachgewiesen wurde.[4])

Eine andere Tiergemeinschaft wiederum tritt im Hangenden dieser Bröckelschiefer, in den festeren, sandigen Tonschiefern und feinkörnigen Grauwackenschiefern, die mit Grauwackensandsteinen wechsellagern, auf. Sowohl im Geologischen Landesmuseum, als auch in der Bonner Universitätssammlung sind zahlreiche Platten eines feinsandigen Tonschiefers von Unkel niedergelegt, deren Schichtflächen übersät sind mit den Prägekernen kleiner Exemplare von *Ctenodonta maureri* (überwiegend var. *varicosa),* neben der *Modiola lodanensis, Modiomorpha speciosa taunica, Ctenodonta bertkaui, Ctenodonta gibbosa, Nuculana*-Arten und andere Lamellibranchiaten auftreten. Auch *Tropidoleptus carinatus* kommt hier nicht selten vor. Handstücke aus dieser Schicht (Taf. 47, Fig. 1 u. 2) sind von solchen aus den Zweischalerschiefern des bekannten Unterkoblenzvorkommens am Nellenköpfchen oft kaum zu unterscheiden. Der Umstand, daß *Rhenorensselaeria crassicosta* aber gerade in diesem Unkeler Horizont ihr Hauptlager hat, gibt die Gewißheit, daß auch er den Siegener Schichten angehört.

Es liegt somit ein Schulbeispiel fazieller Konvergenz vor, gleichzeitig aber auch ein neuer Beleg dafür, „daß eine Fauna, welche nach längerer Abwesenheit wieder erscheint, wenn sie auch im wesentlichen dieselbe geblieben ist, doch . . . . erkennbare Veränderungen erfahren haben kann" (Kerner-Marilaun 1934, S. 145). Im vorliegenden Fall bestehen die Veränderungen beim Wiederauftauchen der Tierwelt der Unkeler Tonschieferfazies in der Unterkoblenzzeit u. a. im Verschwinden von *Rhenorensselaeria crassicosta,* im Ersatz von *Modiomorpha speciosa taunica* durch die jüngere *M. simplex*

4) Die *Modiolopsis*-Fazies tritt, wie Aufsammlungen von O. Majert im Geol. Institut der Universität Bonn zeigen, auch am Steinbüschershof östlich von Honnef auf. Dort kommt ein lilabrauner, sehr milder Schlammstein vor, der neben einer großen *Modiolopsis*-Art massenhaft *Modiolopsis soleniformis* und *Prothyris bicarina* Mauz enthält, also ähnliche Fossilführung wie die Oberen Siegener Schichten vom Herchner Tunnel auf Bl. Weyerbusch (Dahmer 1936, S. 31) aufweist. Da indes die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Fundstelle von Majert nicht bekannt sind, ist deren geologisches Niveau z. Zt. nicht sicher zu bestimmen.

Beush., im Vorkommen anderer (aber nahe verwandter) *Nuculana*-Arten, im Ersatz von *Ctenodonta gibbosa* durch *Ct. unioniformis* Sandb. und im stärkeren Hervortreten andrer Varietäten von *Ct. maureri*.

Diese Beobachtung bekräftigt meine 1934 a, S. 127 u. 1936, S. 9 niedergelegte Anschauung über die stratigraphische Verwertbarkeit derartiger Rekurrenzfaunen.

Die Unkeler Schichten sind offenbar Absätze eines sehr seichten Meeresgebietes, in dem sandige und tonige Niederschläge und demgemäß auch die Faunen wechselten, wobei anfänglich dem sandigen Detritus der wesentlichere Anteil an der Sedimentbildung zukam. Es haben somit ganz ähnliche Verhältnisse vorgelegen wie bei der Ablagerung der Nellenköpfchenschichten am Ausgange der Unterkoblenzzeit, wo nach den Untersuchungen von Mauz (1935, S. 10—12) ebenfalls Sandsteine, in denen Brachiopoden vorherrschen, mit Zweischalerschiefern wechseln und zeitweise auch Schlick (dort vorwiegend *Prothyris*-Arten enthaltend) abgesetzt wurde.

Stratigraphische Schlüsse

Aus der Zusammensetzung der Fauna der Ablagerungen von Unkel ergibt sich, daß diese den Oberen Siegener Schichten angehören, und zwar einem höheren Niveau (das etwa demjenigen der Wahnbachschichten entsprechen könnte). Die Entscheidung über den stratigraphischen Horizont fällt somit zugunsten von Kayser und Drevermann. Meine Altersbestimmung gründet sich — nachdem die Unterschiede in der Tierbesiedlung der Mittleren Siegener Schichten (Rauhflaser- und Seifener Schichten) und der Oberen Siegener Schichten (Herdorfer Schichten) durch die Arbeiten von W. E. Schmidt (1907), Quiring (1923) und Dahmer (1934, 1934 a) in den wesentlichen Punkten klargestellt sind, auf nachstehende Beobachtungen an der Unkeler Fauna:

1. *Rhenorensselaeria crassicosta* (Taf. 46, Fig. 5), *Rh. strigiceps*, *Tropidoleptus carinatus* und Choneten treten häufig, in bestimmten Bänken angereichert, aber auch einzeln durch die ganze Schichtenfolge verteilt, auf.
2. Zweischaler sind sehr häufig und zwar überwiegend — wenn man von den für eine Feingliederung wenig geeigneten Aviculiden und *Modiomorpha*-Arten absieht — durch (meist kleine) taxodonte Formen vertreten, von denen die meisten auch aus den Unterkoblenzschichten, einige sogar aus noch höherem Niveau bekannt sind. Auch *Carydium gregarium* ist häufig. Anstelle der für die Mittleren Siegener Schichten so bezeichnenden, dort an fast allen Fundpunkten häufig, oft geradezu bankbildend auftretenden großen Cypricardellen (*Cypricardella bicostula* Krantz, *C. subrectangularis* Kays., *C. acuminata* Maur.) wurden als Seltenheiten drei andere *Cypricardella*-Arten beobachtet, die ihr Hauptlager in den Unterkoblenzschichten haben.
3. *Spirifer primaevus* kommt, wie auch anderwärts in der sandigen Fazies der Oberen (aber nicht der Mittleren!) Siegener Schichten nur vereinzelt vor (vgl. hierzu Quiring 1923, S. 108, 1931, S. 26; Dahmer 1936, S. 12). Dafür ist der auch in den Mittleren Siegener Schichten keineswegs seltene, aber erst in den Oberen seine Virenz erreichende *Spirifer hystericus* nach *Chonetes unkelensis* das häufigste Fossil.

4. Bellerophontiden und *Pleurotomaria daleidensis alta* sind verhältnismäßig zahlreich vertreten.

5. Der häufigste Vertreter der Trilobiten, *Homalonotus rudersdorfensis,* ist — mit einer etwas zweifelhaften Ausnahme — bisher nur aus Herdorfer Schichten bekannt. Auch der Typus von *Homalonotus aculeatus* stammt aus Ablagerungen, denen ein gleiches oder ähnliches Alter zukommt. Die Asteropygen gehören Arten an, die eine etwas größere vertikale Verbreitung besitzen; doch spricht ihr Vorkommen (besonders dasjenige der erst in den Unterkoblenzschichten heimisch werdenden *Asteropyge drevermanni*) keineswegs gegen ein höheres Niveau der Siegen-Stufe. Dafür spricht wiederum das bankbildende Auftreten von *Bevrichia.*

6. Ein wichtiger Beleg negativer Art ist — last not least — das Fehlen der 1934, S. 32 von mir gekennzeichneten Leitfauna der Rauhflaser- und Seifener Schichten.[5])

Eine besondere Besprechung erfordert in diesem Zusammenhang das Auftreten von *Orthis personata* in der Fauna von Unkel. Die Stücke (Taf. 48, Fig. 1) erreichen zwar nicht die beträchtliche Größe wie in den Mittleren Siegener Schichten und im Taunusquarzit, stimmen aber im übrigen mit diesen vollkommen überein. Drevermann betrachtete (1904, S. 231 u. 283) *O. personata* als Leitfossil der Seifener Schichten. Ich habe diese Bewertung 1935, S. 32 wesentlich eingeschränkt, indem ich auf ihr Vorkommen schon im tiefsten Unterdevon hinwies und die Annahme, daß sie mit dem Ausgange der Mittel-Siegen-Zeit erlösche, nur mit Vorbehalt machte. *O. personata* ist mir von keinem anderen Fundpunkt der Oberen Siegener Schichten bekannt geworden; ihr Auftreten in Unkel, wo sie sogar ziemlich häufig ist, ist offenbar eine rein lokale Erscheinung. Meine Angabe über *O. personata* a. a. O.: „anscheinend nicht in höheren [als Seifener] Schichten vertreten" ist somit zu berichtigen in „nur lokal in höheren Schichten vertreten".

O. personata, die schon in den silurisch-devonischen Grenzschichten nachgewiesen ist, behält jedenfalls ihre Bedeutung als Leitfossil für das ältere Unterdevon bei; da sie ihre Hauptlager in den Rauhflaser- und Seifener Schichten hat, und dort an fast allen eingehender durchforschten Fundpunkten aufgefunden wurde, kann sie weiterhin als Leitfossil „zweiten Ranges" auch für den Horizont der Mittleren Siegener Schichten gelten. Man würde sich eines Anhaltspunktes für die Erkennung dieser Ablagerungen begeben, wenn man dies außer acht lassen wollte.

---

5) In der Besprechung dieser Leitfauna (1934, S. 34) habe ich darauf hingewiesen, daß die leitenden Arten mit einer Ausnahme auch im Taunusquarzit vertreten sind. Ich benutze diese Gelegenheit, bekannt zu geben, daß auch diese noch fehlende Art (*Uncinulus frontecostatus* Drev.) inzwischen im Taunusquarzit nachgewiesen worden ist. Herr O. Rose in Wiesbaden sammelte vier Exemplare im Kammzug am Leiengipfel bei Rüdesheim, und Opitz (dessen Funde aus dem Taunusquarzit im Frankfurter Senckenbergmuseum bestimmt wurden) hat sie (1932, S. 156) auch im Hunsrück (Winterschied bei Kirchweiler) beobachtet. — In Slg. Rose befindet sich auch eine Ventralklappe der bisher aus dem Taunusquarzit noch nicht bekannten *Orthis provulvaria* Maurer.

Beschreibung der neuen oder ungenügend bekannten Arten

Homalonotus (Digonus) ornatus Koch, 1883, sensu lato

Taf. 44, Fig. 1

vgl. * 1883 *Homalonotus ornatus* Koch, *Homalonotus*-Arten, S. 23; Taf. 2, Fig. 1—4; Taf. 3, Fig. 7.
vgl. 1932 *Homalonotus (Digonus) ornatus* R. & E. Richter, Trilobitae VI, S. 359.
vgl. 1935 *Homalonotus ornatus* H. Schmidt, Paläontologie, Abb. 273 auf S. 104.

In der Bonner Universitätssammlung befindet sich unter der Fundortsbezeichnung „Unkel" der abgebildete Steinkern vom Panzer eines Homalonoten aus der *ornatus*-Gruppe, an dem nur die Freiwangen und die Schwanzspitze fehlen. Der Mittelkopf zeigt die *Homalonotus ornatus* kennzeichnenden Merkmale; unter dem großen Vorglatzenfeld sieht das vorn von zwei konkaven Kanten begrenzte Schnauzenschild ziemlich weit hervor. Der Rumpf besteht aus 11 Gliedern; auf dem Schwanz sind 13 Spindelringe und 9 Flankenrippen, dahinter noch die Andeutung einer zehnten, zu erkennen. Vom Schalenschmuck sind nur Spuren einer Körnelung erhalten geblieben.

R. & E. Richter haben (1932, S. 359—366) in der Gruppe des *H. ornatus* eine vorläufige Gliederung in mehrere Unterarten und eine selbständige Art (*H. rudersdorfensis* R. & E. Richt.) vorgenommen. Die Erhaltung des vorliegenden Stückes erlaubt nicht die Eingliederung in eine bestimmte Abart.

Hingegen lassen die Reste kleinerer Homalonoten aus der gleichen Gruppe, die sich mehrfach an der Kaskade gefunden haben, eine genauere Bestimmung zu. Ein Kopfschild gehört nach Bestimmung durch Frau E. Richter sicher *H. rudersdorfensis,* einer Art der Herdorfer Schichten, an. (Vgl. auch den folgenden Abschnitt!)

Homalonotus (Digonus) sp. *(H. ornatus* Koch s. l.?), Hypostom

Taf. 44, Fig. 2

Der nahezu vollständig erhaltene Steinkern eines Homalonoten-Hypostoms wurde von J. Spriestersbach in dem hellen, mit *Chonetes unkelensis* erfüllten Sandstein an der Kaskade gefunden; er befindet sich im Geol. Landesmuseum zu Berlin.

Der Umriß ähnelt, wenn man von den seitlichen Anhängseln absieht, einem nach vorn nur wenig verbreiterten, also dem Rechteck genäherten Trapez. Der Vorderrand ist geradlinig; die beiden Vorderflügel sind verhältnismäßig kurz, breit angesetzt und seitlich gerichtet, ihre Spitzen schmal gerundet. Die Seitenränder des Schildes sind sanft S-förmig gebogen, am Hinterende nach innen eingekrümmt und stoßen in schmalgerundeten Ecken mit dem halbkreisförmig eingebuchteten Hinterrand zusammen. Das Mittelstück ist bucklig gewölbt und durch sehr seichte, undeutliche Furchen von den sanft nach außen abfallenden Randsäumen abgetrennt; etwas deutlicher ausgeprägt ist die halbkreisförmige Mittelfurche, die es in einen großen, stark gewölbten vorderen und einen nur aus einem seichten, bandförmigen Wulst bestehenden, schmäleren hinteren Lappen zerlegt. Der Vorderlappen hat den Umriß eines mit der Spitze nach oben gestellten Eies. Unmittelbar hinter

den Enden der Mittelfurche ragen zwei kleine, spindelförmige, nach hinten konvergierende Höcker auf. Die Oberfläche des Kernes zeigt im übrigen keinerlei Skulptur.

Einer bestimmten Art kann ein nicht in situ beobachtetes Homalonoten-Hypostom natürlich nicht mit Sicherheit zugeteilt werden. Von den in der Literatur beschriebenen ähnelt dem vorliegenden am meisten das von Maillieux 1911, Abb. 2 auf S. 114 dargestellte Hypostom von *H. rhenanus* Koch. Dieses hat indes geringere Längenausdehnung, und dementsprechend ist der Vorderlappen des Mittelstückes mehr der Kreisform genähert, auch hebt er sich, besonders am Vorderrand, deutlicher abgegrenzt aus der Schildfläche heraus. Ein weiterer Unterschied besteht in der Gestalt der Vorderflügel, die bei dem Hypostom von Unkel kürzer und an den Ansatzstellen breiter sind.

An der Fundstelle kommen neben *Homalonotus aculeatus* nur noch Vertreter der Gruppe des *H. ornatus*, diese in überwiegender Zahl, vor. Da sich nach Novák (1880, S. 463) die Merkmale der Trilobiten-Hypostome nicht nur zur Kennzeichnung der Gattung, sondern auch der Art eignen, steht der — natürlich nur mit Vorbehalt zu machenden — Annahme, daß das bei Unkel gefundene Hypostom einer Art aus dem Kreise des *Homalonotus ornatus* angehört, kein Bedenken morphologischer Art im Wege. Die Kopfschilder von *H. ornatus* und *H. rhenanus* sind im Gesamtgepräge einander ähnlich[6]), was ja auch für die beiden miteinander verglichenen Hypostome zutrifft. Aber auch die Unterschiede: undeutlichere Vordergrenze der Glatze (R. & E. Richter) und weniger gedrungener Bau des ganzen Kopfes bei *H. ornatus* spiegeln sich in den Hypostomen wieder.

Homalonotus (Burmeisterella) aculeatus Koch, 1883

Taf. 44, Fig. 3

* 1883 *Homalonotus aculeatus* Koch, *Homalonotus*-Arten, S. 21; Taf. 1, Fig. 7.
1922 *Homalonotus aculeatus* Asselberghs, Cercle de Malmédy, S. 142.
1931 *Homalonotus aculeatus* Kutscher, Hunsrückschiefer, S. 215.

Von *Homalonotus aculeatus* ist bisher — neben einem sehr zweifelhaften Rest unbekannten Fundortes — nur der Typus, das sehr unvollkommene Bruchstück eines Pygidiums, beschrieben worden. Der ebenfalls unvollständige, flachgedrückte Kern mit Abdruck eines Pygidiums liegt mir aus dem hellen Sandstein von der Kaskade bei Unkel (leg. Vogel 1892, Geol. Landesmuseum) vor.

Das wesentlichste Merkmal für *H. aculeatus*, eine Art aus der Gruppe des *H. armatus* Burm., für die Reed die Untergattung *Burmeisterella* aufgestellt hat, besteht im Auftreten von zwei kräftigen Dornen in der Mitte eines jeden Schwanzspindelringes. Das Stück von Unkel läßt außerdem noch die Narben von zwei schwächeren, symmetrisch auf die Seiten eines jeden Spindelringes verteilten Dornen erkennen.

6) Dies ist wohl mit ein Grund, weshalb die in Siegener Schichten gefundenen Reste von *Homalonotus ornatus* bis vor kurzem in der Literatur fast durchweg als „*H. rhenanus*“ aufgeführt wurden. Nach Rud. Richter kommt *H. rhenanus* in Siegener Schichten wahrscheinlich überhaupt nicht vor.

Der Schwanz ist deutlich dreigeteilt. Die Rückenfurchen sind stark ausgeprägt, Spindel und Flanken etwa gleichbreit. Spindelringe zähle ich 12; quer über ihre Mitte läuft eine schwach ausgeprägte, gerundete Kante, auf der die Stachelnarben liegen. Die Ringe sind durch tiefeingeschnittene, etwas schmälere Furchen getrennt. Flankenrippen waren anscheinend 10 vorhanden, von denen aber die letzte nur schwach angedeutet ist; die 6 vorderen gehen aus dem zugehörigen Spindelring hervor und biegen mit scharfem Knick nach hinten um. Die Rippen sind flach gerundet, die Furchen tief eingeschnitten, von halbkreisförmigem Querschnitt und nur halb so breit wie die Rippen (auch Koch's Abbildung läßt die ungewöhnliche Breite der Rippen erkennen).

Über den Fundort des Typus von *H. aculeatus* macht Koch folgende Angaben: „Grebe fand dieses Bruchstück in dem aus blauem Schiefer bestehenden Schotter am Homberge bei Buhlenberg in der Nähe von Birkenfeld. Es ist anzunehmen, daß das Material aus dem unteren Hunsrückschiefer stammt; es könnte aber auch einer noch tieferen Stufe angehören."

Bei Unkel hat schon Rolle (1851, S. 661) das Vorkommen einer *Homalonotus*-Art, die „deutlich gedornte Rippen" zeigt, beobachtet.

Zur Aufklärung der Beziehungen, die zwischen *H. aculeatus* und zwei von Reed (1920, S. 306) damit verglichenen *Burmeisterella*-Arten aus dem englischen Unterdevon (*H. bifurcatus* Reed und *H. elongatus* Salter) bestehen, kann die Untersuchung des Stückes von Unkel leider nichts beitragen.

Bellerophon sculptus Rolle, 1851

* 1851 *Bellerophon sculptus* Rolle, Devonische Vorkommnisse, S. 661; Taf. 9 A, Fig. 1—3.

Rolle beschreibt von der Kaskade bei Unkel eine kleine *Bellerophon*-Art, die in der Gehäuseform im wesentlichen mit *B. bipartitus* Sandb. übereinstimmt. Während jedoch die Schale der Sandberger'schen Art bis auf Andeutungen von Anwachsstreifen glatt ist, besitzt *B. sculptus* einen eigenartigen Schalenschmuck. Er besteht aus zahlreichen, sehr feinen, scharfen Spiralstreifen, die von verhältnismäßig kräftigen Anwachsrippen gekreuzt werden.

Rolle's Original ist verschollen. Es liegt mir indes ein *Bellerophon*-Rest vom gleichen Fundort (aus meiner Slg.) vor, auf den Rolle's Beschreibung im großen und ganzen zutrifft. Die zahlreichen, scharfen Spiralstreifen sind durch Zwischenräume von größerer Breite getrennt, die Anwachsrippen deutlich, wenn auch nicht in dem Maße ausgeprägt, wie es auf Rolle's Figur 3 dargestellt ist. Das Schlitzband ist leicht vertieft; die Mündung ist auch an dem von mir gefundenen Stück nicht erhalten.

Die Art ist anscheinend nicht häufig oder jedenfalls auf bestimmte „Gastropodennester" beschränkt.

Leiopteria (Actinopteria) drevermanni Spriestersbach, 1915

Taf. 47, Fig. 13

v * 1915 *Leiopteria drevermanni* Spriestersbach ex parte. — Spriestersbach, Neue Versteinerungen, S. 33, Taf. 9, Fig. 5 (non Fig. 6 = *Rousseauia pseudocapuliformis* Maillieux, non Taf. 10, Fig. 1 = *Pterinea unkelensis* n. sp.). Vgl. Maillieux 1920, S. 142 und Dahmer 1934, S. 47.

v ? *1934* *Leiopteria drevermanni* ? Dahmer, Seifen, S. 15.

non v 1915 *Leiopteria drevermanni longialata* Spriestersbach, Neue Versteinerungen, S. 34, Taf. 10, Fig. 2 (= *Actinodesma lamellosum* Goldf. var. *longialata* Spriest.).

Bei der Titelart sind nach Spriestersbach die zackigen Ausbiegungen der Anwachsstreifen, die bei den verwandten rheinischen Leiopterien mehr oder weniger deutlich in Erscheinung treten und in denen schon eine Andeutung von Radialskulptur erblickt werden kann, zu Rippen geworden; an dem von der Kaskade bei Unkel stammenden Lectotypus, der mir vorliegt, sind diese auf dem Schalenmittelstück ebenso kräftig als die Anwachsstreifen, stehen aber doppelt so weit auseinander als diese. Die gleiche Schalenzeichnung zeigt ein zweites Exemplar der linken Klappe vom gleichen Fundorte (Taf. 47, Fig. 13). An diesem Stück ist die Skulptur des Hinterflügels besser zu erkennen als am Typus: die Anwachsstreifen treten in unverminderter Stärke, die Radialrippen jedoch abgeschwächt auf.

Auf die Beziehungen zu den amerikanischen radialgestreiften Leiopterien, die Hall unter dem Namen *Actinopteria* zusammenfaßt, hat schon Spriestersbach hingewiesen; Maillieux betrachtet *Actinopteria* als Untergattung von *Leiopteria*.

L. drevermanni bleibt stets klein. Der sehr unvollständige Steinkern einer sehr großen Aviculide (Spriestersbach 1915, Taf. 10, Fig. 1), die Spriestersbach mit Vorbehalt dazu gestellt hatte, gehört, wie ich S. 652 auseinandergesetzt habe, *Pterinea unkelensis* n. sp. an.

Der Typus einer von Spriestersbach als var. *longialata* beschriebenen Unterart von *L. drevermanni* ist das Bruchstück einer rechten Klappe von *Actinodesma lamellosum* Goldf. mit stark verlängerter Flügelspitze. Die Verwechslung ist verständlich, da die Schalenzeichnungen beider Aviculiden einander sehr ähnlich sind und diejenige der rechten Klappe von *Actinodesma lamellosum* bis vor kurzem (Dahmer 1934, S. 55; 1936, S. 18, Taf. 4, Fig. 2) nicht bekannt war. Wenn man die Variante dieser Art mit ausgezogener Hinterflügelspitze als besondere Unterart aufrechterhalten will, hat sie den Namen *Actinodesma lamellosum* (Goldf.) var. *longialata* (Spriestb.) zu führen.

Leiopteria drevermanni ist bis jetzt nur von Unkel mit Sicherheit bekannt; die Zugehörigkeit einer in Seifen gefundenen linken Klappe ist, wie ich schon früher betont habe, zweifelhaft.

Pterinea Goldfuss, 1836, *Peraptera* n. subg.

(πέρα = über das gewöhnliche Maß hinaus, πτερόν = Flügel)

Taf. 45

Nachdem für die verschiedenen Gruppen, in die sich die Pterineen einteilen lassen, Untergattungsnamen aufgestellt worden sind[7]) — ob ein zwingendes Bedürfnis hierfür vorlag, bleibe dahingestellt — muß konsequenterweise auch eine durch nachstehende Diagnose gekennzeichnete Gruppe, die bisher an falscher Stelle eingereiht worden ist, einen Namen bekommen.

Diagnose von *Peraptera*. Eine Untergattung von *Pterinea* Goldf., gekennzeichnet durch folgende Merkmale. Beide Klappen sind gewölbt, die linke in geringem bis erheblichem Maße stärker als die rechte. Das Vorderohr ist ungewöhnlich groß und weit vorgezogen, der Hinterflügel ebenfalls ausgedehnt. Die Schalenzeichnung besteht in beiden Klappen aus dichtgedrängten und ziemlich regelmäßig angeordneten, scharfen konzentrischen Rippen, die auch die Flügel bedecken. Radialskulptur fehlt vollkommen.

Subgenotypus: Die im nächsten Abschnitt beschriebene *Pterinea unkelensis* n. sp. aus den Oberen Siegener Schichten von Unkel.

Zu *Peraptera* gehören ferner *Pterinea lodanensis* Frech, 1891 aus den Oberkoblenz- und *Pterinea follmanni* Frech, 1891 (vgl. auch Drevermann 1902, S. 82; Taf. 10, Fig. 1 u. 2) aus den Unterkoblenzschichten. Frech hat diese beiden Arten zu Unrecht in die „Gruppe der *Pterinea laevis* Goldf." eingereiht.

Bei *Pterinea (Pterinea) laevis* ist die rechte Klappe flach bis konkav (Follmann 1885, S. 185; Frech 1891, S. 92); die linke Klappe besitzt — entgegen den Angaben von Williams (1908, S. 85) — eine aus nicht sehr kräftigen, bei gut erhaltenen Stücken aber immer deutlich ausgeprägten Rippen bestehende Radialskulptur, zum mindesten auf dem Mittelstück (vgl. Frech's Abbildung 1891, Taf. 10, Fig. 3b), und die rechte Klappe zeigt „Andeutungen radialer Linien" (Frech) auf dem Hinterflügel.

Eine ebenfalls konkave rechte Klappe (Dahmer 1915, Taf. 5, Fig. 7) und ähnliche Schalenzeichnung besitzt die mit *Pterinea laevis* nahe verwandte *Pterinea subcostata* Frech (Frech 1891, S. 87 u. 164; Taf. 8, Fig. 7; Taf. 18, Fig. 4c; Dahmer 1915, S. 198). Hingegen ist *Pt. laevis* mut. *praecursor* Frech, 1891, wie ich schon an anderer Stelle (1935, S. 146) auseinandergesetzt habe, einzuziehen (Frech's Originale gehören teils *Pt. costata* Goldf., teils der S. 653 ff. von mir besprochenen *Pt. lineata erecta* an).

Pterinea (Peraptera) unkelensis n. sp.

Taf. 45

v • 1915 *Leiopteria drevermanni* Spriestersbach ex parte, Neue Versteinerungen S. 33, Taf. 10, Fig. 1 (non Taf. 9, Fig. 5 u. 6 u. Taf. 10, Fig. 2).

Schale groß, in der Regel etwa ebenso breit wie hoch. Wirbel nach vorn gerichtet, nicht über den Schloßrand hervorragend. Vorderohr dreieckig, groß und weit vorgezogen, sein Oberrand geradlinig und nach vorn oder

7) Die 1932 von mir aufgestellte Aviculidengattung *Crassialaria* ist keine Untergattung von Pterinea, da sie eine Mittelstellung zwischen *Gosseletia* (der sie wohl am nächsten verwandt ist) und *Pterinea* einnimmt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

ganz wenig nach unten gerichtet, sein Unterrand leicht geschweift und in den Vorderrand des Schalenmittelstückes im oberen Viertel einlaufend. Hinterohr sehr ausgebreitet, bis in die Nähe des Schalenunterrandes deutlich abgesetzt, hinten zu einem kurzen, schräg abgestutzten Flügel ausgezogen. Vorderer Muskeleindruck sehr klein und tief, dicht vor dem Wirbel gelegen, hinterer nicht zu erkennen.

In der linken Klappe ist das Mittelstück extrem hoch, der Vorderflügel mäßig gewölbt. Der Hinterflügel fällt allmählich nach dem Schloß- und Hinterrande hin ab. Das Mittelstück der rechten Klappe ist in der Nähe des Wirbels mäßig, nach dem Unterrande hin flach gewölbt; ihr Vorderflügel ist flach, ihr Hinterflügel in radialer Richtung leicht eingedrückt.[8])

Das Schloß besteht in der linken Klappe aus zwei kräftigen, schräggestellten, unter dem Wirbel gelegenen Schloßzähnen, zwischen denen die Grube für einen Zahn der Gegenklappe liegt, und zwei sehr schmalen, langen Leistenzähnen, die dicht am Schloßrande herlaufen und die Grube für einen ebenfalls schwachen Leistenzahn der Gegenklappe umschließen. (An einem der vorliegenden Steinkerne ist noch ein sehr kurzes Zähnchen, das vor der beschriebenen Schloßzahngruppe liegt, angedeutet.) Die Ligamentfläche ist breit und mit feinen Längsriefen versehen.

Die Schalenzeichnung besteht in beiden Klappen aus dichtgedrängten und sehr regelmäßig angeordneten, scharfen konzentrischen Streifen, die durch etwas breitere Zwischenräume getrennt sind und auch beide Flügel bedecken. Hier und da treten einzelne Streifen etwas kräftiger hervor. Radiale Skulpturelemente sind nicht einmal angedeutet.

Ich benenne die neue Art, die bisher nur an der Kaskade bei Unkel gefunden wurde, nach ihrem Vorkommen.

Holotypus: die Taf. 45, Fig. 1 abgebildete linke Klappe (Steinkern mit Andeutung der Schalenzeichnung).

Zu *Pt. unkelensis* gehört auch die linke Klappe einer großen Aviculide, die Spriestersbach irrtümlicherweise an die von ihm beschriebene, viel kleinere und anders verzierte *Leiopteria drevermanni* (diese vgl. S. 650 vorliegender Abh.) angegliedert hat. Das Stück ist sehr unvollständig erhalten; die ganze Wirbelpartie, der Vorderrand mit dem Vorderrohr und das Ende des Hinterflügels sind weggebrochen, weshalb es auf den ersten Blick *Pt. unkelensis* wenig ähnelt. Es zeigt aber deutlich deren eigenartige Schalenzeichnung, und das defekte Mittelstück läßt sich in der Vorstellung zu demjenigen von *Pt. unkelensis* ergänzen, wenn man die beträchtliche Ausdehnung der (durch hellere Färbung kenntlichen) Bruchflächen in Beziehung zum Schalenumriß bringt.

8) Auffallenderweise ist bei fast allen linken Klappen der Unterrand weggebrochen, während er bei den rechten immer erhalten geblieben ist. Offenbar waren linke Klappen (bei der Lage gewölbt oben) infolge ihrer starken Wölbung, in die Widerstände beim Umherrollen am Meeresboden leichter einhaken konnten, mehr der Zerstörung ausgesetzt, umsomehr, als radiale Versteifungen in der Schale vollkommen fehlen. Man wird daran erinnert, daß auch die — ebenfalls stark gewölbten und nur schwach versteiften — Schalen von *Rhenorensselaeria strigiceps* häufig an den unteren Anwachsringen zerbrochen sind (Dahmer 1934, S. 75).

Pt. unkelensis unterscheidet sich von der ihr am nächsten stehenden der beiden anderen *Peraptera*-Arten, *Pterinea follmanni* Frech, durch die extrem hohe Wölbung der linken und die viel geringere der rechten Klappe,[9]) sowie durch noch beträchtlichere Ausbreitung der beiden Flügel.

Artdiagnose: Eine *Pterinea*-Art aus der Untergattung *Peraptera* mit extrem hoch gewölbter linker, flach gewölbter rechter Klappe und stark ausgebreiteten Flügeln.

Pterinea (Tolmaia) lineata Goldf., 1836, mut. *erecta* n. nom.

Taf. 46, Fig. 1 u. 2

1844 *Pterinea lineata* F. Roemer ex parte, Übergangsgebirge, S. 84 (die Art von Unkel).
1854 *Pterinea lineata* Wirtgen & Zeiler ex parte, Rheinische Grauwacke, S. 476 (die Art von Unkel).
1857 *Pterinea lineata* Krantz (non Goldf.), Menzenberg, S. 158.
1857 *Pterinea plana* Krantz (non Goldf.), Menzenberg, S. 159.
1880 *Pterinea lineata* Kayser (non Goldf.), Über *Dalmanites rhenanus*, S. 19.
1881 *Pterinea lineata* Kayser (non Goldf.), Taunusquarzit, S. 261.
1885 *Pterinea lineata* Follmann ex parte, Aviculaceen, S. 187 (die Art von den Fundpunkten der Unterkoblenz- und der Siegen-Stufe; non Taf. 3, Fig. 2 u. 2 a).
1889 *Pterinea expansa* Frech, Rhein. Unterdevon, S. 182 u. 195.
• 1891 *Pterinea expansa* Frech ex parte, Aviculiden, S. 90 u. 171; Taf. 9, Fig. 11—14 (non Fig. 15 = *Pterinea lineata lineata* Goldf.)
• 1891 *Pterinea laevis* Goldf. mut. *praecursor* Frech ex parte. Aviculiden, Taf. 9, Fig. 10 (non Taf. 2, Fig. 14—15 b = *Pterinea costata* Goldf.)
1891 *Pterinea expansa* Follmann, Unterdevonische Schichten, S. 127 u. 138.
1897 *Pterinea expansa* Heusler (det. Follmann). — Heusler, Bergrevier Brühl-Unkel, S. 12.
1899 *Pterinea expansa* A. Fuchs, Unterdevon, S. 29, 36, 40, 52, 58, 61, 63, 68, 69 u. 86.
v • *1902* *Pterinea expansa* Drevermann, Oberstadtfeld, S. 81.
1902 *Pterinea expansa* Frech, Lethaea palaeozoica, Bd. 2, S. 149.
v • 1904 *Pterinea expansa* Drevermann, Seifen, S. 240.
1904 *Pterinea expansa* Maur. (det. A. Fuchs). — v. Reinach, Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 42, S. 8.
1907 *Pterinea expansa* W. E. Schmidt, Siegener Schichten, S. 444 u. 449.
vgl. 1908 Abschnitt „*Pterinea lineata* Goldf." in: Williams, Revision of *Pterinea*, S. 85 u. 86.

9) Die Originale zu Drevermann's Abbildungen von *Pterinea follmanni* aus der Marburger Slg. lagen mir zum Vergleich vor. Der Wölbungsunterschied der beiden Klappen tritt bei dem von Drevermann, 1902, Taf. 10, Fig. 1 u. 1 a wiedergegebenen zweiklappigen Kern erst in einiger Entfernung vom Wirbel deutlicher hervor, aber auch schon in Wirbelnähe ist er etwas beträchtlicher, als man nach Fig. 1 a — Ansicht von oben — annehmen müßte.

Der Meinung Clarke's (1907, S. 213), daß eine Ähnlichkeit zwischen *Pterinea follmanni* und der von ihm beschriebenen *Myalina pterinaeoides* bestehe, kann ich nicht beipflichten.

• *1910* *Pterinea expansa* (und *Pt.* cf. *expansa)* Maillieux, Gîtes fossilifères infradévoniens, S. 212 u. 214.

1911 *Pterinea expansa* A. Fuchs, Daaden, S. 713 u. 715. (Vgl. auch Quiring, Erl. zu Bl. Betzdorf, Lief. 306 der Geol. Karte von Preußen, S. 25).

1913 *Pterinea expansa* Dienst, Michelbacher Schichten, S. 554 u. 603.

1915 *Pterinea expansa* Follmann ex parte, Geologie der Eifel, S. 18 (non 26).

vgl. 1915 Abschnitt „*Pterinea lineata* Goldf." in: Dahmer, Mandeln, S. 200.

vgl. *1916* *Pterinea expansa* A. Fuchs, Quellensattel, S. 9.

1918 *Pterinea expansa* Viktor, Koblenzquarzit, S. 378 u. 462.

v • *1919* *Pterinea expansa* Dahmer, Hess. Hinterland, S. 18.

? *1922* *Beushausenella expansa* Asselberghs, Cercle de Malmédy, S. 144.

1923 *Pterinea expansa* Quiring, Leitfaunen, S. 94, 98, 100, 105 u. 107.

1925 *Pterinea expansa* Follmann, Mittelrhein, S. 9, 32, 35, 37 u. 59 [non 62, 64 u. 67]. (Zur Angabe auf S. 9 vgl. auch Quiring, Erl. zu Bl. Bendorf, Lief. 298 der Geol. Karte von Preußen, S. 16).

1926 *Pterinea expansa* Quiring, Hunsrückschiefer, S. 102.

1927 *Pterinea expansa* A. Fuchs, Erl. Bl. Oberreifenberg, S. 21.

1931 *Pterinea expansa* Quiring, Erl. Bl. Siegen, S. 15 u. 18.

1931 *Pterinea expansa* Kutscher, Hunsrückschiefer, S. 199.

v • *1934* *Pterinea expansa* Dahmer, Seifen, S. 15, 20, 23 u. 38.

v • *1934* *Pterinea expansa* Dahmer, Laacher See, S. 135 u. 136.

? *1934* *Pterinea expansa* Asselberghs & Leblanc, Bassin de Laroche, S. 24 u. 72.

? *1934* *Pterinea (Beushausenella) expansa* Péneau, Réunion Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, S. 83.

v • *1935* *Pterinea expansa* Dahmer & Moehrke, Oberreifenberg, S. 22.

v • 1935 *Pterinea subcostata* Mauz (non Frech), Oberstadtfeld, S. 42.

v • 1935 *Pterinea* cf. *subcostata* Mauz, Oberstadtfeld, S. 42. Taf. 1, Fig. 5.

v • 1935 *Beushausenella expansa* Mauz (non Maillieux), Oberstadtfeld, S. 45.

v • *1935* *Pterinea expansa* Dahmer, Menzenberg, S. 139 u. 146.

v • *1936* *Pterinea lineata* mut. *erecta* n. nom. [= *Pt. expansa* Maur. sensu Frech]. — Dahmer, Unkelmühle, S. 6.

non v 1886 *Avicula expansa* Maurer, Unterdevon, S. 9 u. 31 (= *Pterinea lineata lineata* Goldf.).

non v 1891 *Pterinea expansa* Maurer. — Frech, Aviculiden, Taf. 9, Fig. 15 (= *Pterinea lineata lineata* Goldf.).

non *1912* *Pterinea expansa* Asselberghs, Luxembourg, S. 57 (M 35) u. 100 (M 78) (= *Crassialaria quirini* Dahmer, nach Revision durch Asselberghs).

non 1913 *Pterinea expansa* Asselberghs, Dévonien inférieur, S. 113 u. 129 (= *Crassialaria quirini* Dahmer, nach Revision durch Asselberghs).

non 1913 *Pterinea expansa* Maillieux, *Pterinea* et *Leiopteria*, S. 31—34 (= *Beushausenella maillieuxi* n. nom.).

non 1920 *Beushausenella expansa* Maillieux, Terrains paléozoïques, S. 148 (= *Beushausenella maillieuxi* n. nom.).

non 1931 *Pterinea expansa* Wilschowitz, Altvatergebirge I, S. 8; Taf. 2, Fig. 50 u. 51 (= *Actinodesma lamellosum* Goldf.). Vgl. Berichtigung von Wilschowitz, Altvatergebirge II, S. 20 (1932).

Maurer stellte 1886 den Namen *Avicula expansa* für einen Zweischaler aus den Oberkoblenzschichten von Lahneck auf. Ob durchgreifende Unterschiede zwischen dieser Art und der offensichtlich mindestens nahe verwandten *Pterinea lineata* Goldf., die ebenfalls in den Oberkoblenzschichten heimisch ist, bestehen, geht aus Maurer's kurzer Beschreibung nicht hervor.

Frech, der 1891, Taf. 9, Fig. 15 den Typus von Maurer's Art[10]) abbildet, hält eine Abtrennung der *Avicula expansa* (die er mit Recht zu *Pterinea* stellt) von *Pterinea lineata* für begründet. Nach seiner Meinung bestehen Unterschiede:

1. in der Schalenzeichnung (Auftreten von Radialskulptur bei *Pt.* expansa auch auf der rechten Klappe; wesentlichstes Unterscheidungsmerkmal nach Frech),
2. im Schloßbau und
3. in der Gestalt der Schale (diese ist bei *Pt. expansa* weniger schief, da der Hinterrand weniger eingebuchtet ist, und somit der untere Teil der Schale und die Spitze des Hinterflügels weniger weit vorragen).

Daß Unterschiede in der Schalenzeichnung, die eine Trennung der beiden Arten rechtfertigen könnten, nicht bestehen, habe ich 1915, S. 200—201 schon klargelegt. Durchgreifende Unterschiede im Schloßbau sind, wie Beobachtungen an dem reichen, seit Frech's Untersuchungen zusammengekommenen Material zeigen, ebenfalls nicht vorhanden. Hingegen zeigen Stücke, die aus den Unterkoblenzschichten und den Siegener Schichten stammen und die Frech, wie sich aus seinen Angaben über die Vorkommen entnehmen läßt, bei seiner Kennzeichnung der *Pt. expansa* in erster Linie im Auge hatte, in der Tat eine Schalengestalt, die in der von Frech definierten Weise von derjenigen der Oberkoblenzform abweicht. Mögen hier und da auch Übergänge auftreten — die Existenz einer steileren älteren Mutation mit gestutztem Hinterflügel und einer mehr schiefgezogenen jüngeren Mutation hebt sich bei Prüfung des aus verschiedenen Unterdevonhorizonten reichlich vorliegenden Materials deutlich heraus.

Die Abtrennung der Form der Unterkoblenz- und Siegener Schichten durch Frech ist somit berechtigt; nicht berechtigt hingegen ist die Beziehung auf Maurer's *Avicula expansa,* deren Urstück aus den Oberkoblenzschichten eine typische *Pterinea lineata* vorstellt.

An diesem Stück springt der Hinterrand weit vor; der Hinterflügel ist zwar nicht vollständig erhalten, doch zeigt der Verlauf der Anwachsstreifen und die dementsprechend von Frech (richtig) vorgenommene Ergänzung, daß er ebenfalls weit vorgezogen war.

Die ältere Mutation der *Pterinea lineata* muß somit neu benannt werden. Ich schlage den die Eigenart der Schalenform kurz kennzeichnenden Namen *Pterinea erecta* (erectus = aufgerichtet, gerade gestellt) vor.

Als Typus gelte die in vorliegender Abhandlung Taf. 46, Fig. 1 abgebildete linke Klappe aus den Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld.

Als Lectotypus für *Pterinea lineata lineata* Goldf. bestimme ich hiermit die von Goldfuss 1836, Taf. 119, Fig. 6 a abgebildete linke Klappe.

10) Die Ernennung eines der anderen von Frech abgebildeten und als *Pterinea expansa* bezeichneten Stücke zum Typus durch Mauz ist nach den Nomenklaturregeln nicht zulässig.

Pterinea erecta hat, wie aus obenstehender Synonymenliste hervorgeht, ihr Hauptlager in den Siegener Schichten und Unterkoblenzschichten. Nach Viêtor (1918, S. 378) tritt sie im Koblenzquarzit, in dem bekanntlich noch einige andere Arten der Unterkoblenzschichten lebensfähig geblieben sind (vgl. Dahmer 1932, S. 821), neben *Pt. lineata* auf, doch herrscht nach meinen Beobachtungen die typische *Pt. lineata* hier jedenfalls schon stark vor. Nach einer Angabe von Fuchs (1916, S. 9) findet sich *Pt. erecta* auch in der „Zone der plattigen Grauwackensandsteine" (mit Myophorien) im Gebiet des Emser Quellensattels, deren Niveau innerhalb der Oberkoblenz-Schichtenfolge m. E. nicht genau feststeht.

In den belgischen Ardennen ist *Pterinea erecta* im Emsien inférieur nachgewiesen (vgl. S. 657).

Diagnose für *Pterinea erecta:* Eine ältere Mutation von *Pt. lineata* Goldf. mit seichter eingebuchtetem, unten weniger vorspringendem Hinterrand und steiler abgeschrägtem Hinterflügel.

Zu *Pt. erecta* gehören nach meiner Untersuchung der Belegstücke (Senck.-Mus. XV. 1006 a und XV. 849 a) auch die Zweischaler, die Mauz 1935 unter den Bezeichnungen *Pterinea subcostata* Frech und *Pt.* cf. *subcostata* Frech aus den Unterkoblenzschichten von Stadtfeld aufführt. *Pt. subcostata,* eine bezeichnende Form der Mandelner Schichten (mit ganz anderer Schalenzeichnung) ist somit in den Unterkoblenzschichten noch nicht nachgewiesen.

Maillieux bezieht 1913 u. 1920 auf *Pterinea expansa* sensu Frech eine im Brüsseler Museum vertretene Aviculide mit gleicher Schalenzeichnung aus dem belgischen Unterdevon, deren Klappen beide, und zwar nahezu gleichstark, gewölbt sind, und die keinen vorderen Muskeleindruck zeigt. Für diese monomyare Art führt Maillieux die Gattungsbezeichnung *Beushausenella* ein. Diese Art ist aber nicht identisch mit *Pterinea erecta,* deren rechte Klappe nur in der Wirbelgegend etwas gewölbt, im übrigen aber schwach konkav ist, und die einen kleinen, aber ziemlich tief eingesenkten vorderen Muskeleindruck besitzt, in diesen Punkten also mit *Pterinea lineata lineata* vollkommen übereinstimmt.[11])

Die belgische Aviculide darf somit nicht mehr die Bezeichnung *Beushausenella expansa* (Maur.) tragen. Ich schlage vor, sie nach Herrn Eugène Maillieux, dem verdienstvollen Erforscher des belgischen Devons, *Beushausenella maillieuxi* zu nennen.

Pterinea expansa wird auch an anderen Stellen in der belgischen Literatur vereinzelt zitiert.

Herr Prof. Asselberghs hatte die Freundlichkeit, auf meine Bitte hin seine Angaben von 1912 und 1913 über das Vorkommen von *Pt. expansa* in den Siegener Schichten der belgischen Ardennen nachzuprüfen. Er stellte fest, daß es sich in beiden Fällen um *Crassialaria quirini* Dahm. handelt. Die Angabe von 1914 über das Auftreten von *Pt. expansa* im Bassin de Laroche läßt sich zurzeit nicht revidieren, da das Belegstück nicht vorliegt.

11) Allerdings ist der vordere Muskeleindruck an den von Frech 1891, Taf. 9 abgebildeten Steinkernen von *Pterinea erecta,* auf die Maillieux Bezug nimmt, nicht zu sehen.

Auch Herr Maillieux hat auf meinen Wunsch das im Brüsseler Museum vorhandene Material durchgesehen und festgestellt, daß die 1910 von ihm als *Pterinea expansa* und *Pt.* cf. *expansa* bezeichnete Art aus dem Emsien inférieur des Gîte de Grupont 8542 bis mit der rheinischen *Pterinea erecta* in der von mir gegebenen Definition übereinstimmt.

Herr Maillieux hatte weiterhin die Freundlichkeit, mir nachstehende Angaben über die Verbreitung von *Pterinea erecta* und von *Beushausenella maillieuxi* im Unterdevon der Ardennen zu übermitteln:

Espèce	Siegenien			Emsien inférieur	
	grès d'Anor Sg 2	grauwacke de St. Michel Sg 3	grauwacke de Petigny Sg 4	grauwacke de Pesche Em 1a	grès de Mormont Em 1(g)
Pterinea (Tolmaia) lineata erecta .	·	·	·	+	·
Beushausenella maillieuxi . . .	+	+	·	·	+

Die Herausbildung schiefgezogener Formen aus der steilen *Pterinea erecta* ist am Mittelrhein bekanntlich über *Pt. lineata* hinaus noch weiter gegangen: in den obersten Koblenzschichten (Mandelner Schichten) tritt eine noch schrägere, mit extrem verlängertem Hinterflügel ausgestattete Mutation auf (*Pt. lineata* mut. *longialata* Dahmer, 1923, S. 676; Taf. 9, Fig. 1–3, Taf. 10, Fig. 1 u. 2). Neben den besprochenen drei Mutationen, die somit drei verschiedene Stockwerke der Koblenzschichten kennzeichnen, ist noch eine vierte bekannt geworden, bei der die Veränderung der Schalenform in anderer Richtung vor sich gegangen ist; es ist die bisher nur in der Remscheider Fazies der Oberkoblenzschichten angetroffene, durch ihre Größe und ein ungewöhnliches Längenwachstum von *Pt. erecta* abweichende *Pt. lineata* mut. *irregularis* Spriestb. (Spriestersbach 1915, S. 27 [12]); Taf. 8, Fig. 10, Taf. 9, Fig. 1–4).

Drevermann erwägt (1904, S. 240) die Möglichkeit, daß *Mytilodonta normannia* d'Orb. aus dem westfranzösischen Unterdevon (von Oehlert 1881, S. 30; Taf. 5, Fig. 1–1 e beschrieben und abgebildet) *Pterinea expansa* Maur. sensu Frech nahestehen könne. Nach Frech, Maillieux und Renaud liegt in der französischen Art eine *Limoptera* vor. Diese Auffassung trifft m. E. für die von Oehlert in seinen Figg. 1 und 1 b–1 d dargestellten Stücke zu. Außer diesen hat aber Oehlert in Fig. 1 e noch eine linke Schale abgebildet, die zwar kein Vorderohr, aber einen ähnlichen Umriß und ähnliche Skulptur wie *Pterinea erecta* zeigt, ferner in Fig. 1 a ein mit Schloßzähnen ausgestattetes Bruchstück einer rechten Schale. Es ist somit nicht ausgeschlossen, daß sich unter den von Oehlert unter dem Begriff *Mytilodonta normanniana* zusammengefaßten Aviculiden eine entweder *Pterinea erecta* oder *Beushausenella maillieuxi* mindestens nahestehende Art befindet.

12) Auf S. 28, Zeile 5 von oben der Arbeit von Spriestersbach ist ein Druckfehler zu berichtigen. Es muß heißen: „Breite (des Schloßrandes) zur Länge" statt: „Länge zur Breite (des Schloßrandes)".

Myalina (Plethomytilus) cf. *maureriana* Williams & Breger, 1916

Taf. 44, Fig. 5

vgl. 1916 *Mytalina maureriana* Williams & Breger, Chapman Sandstone, S. 213; Taf. 18, Fig. 1—6, 8 u. 11; Taf. 19, Fig. 22 u. 26.

Die an der Kaskade bei Unkel gefundene linke Klappe einer *Mytalina-(Plethomytilus-)*Art ist mäßig gewölbt, ihr Wirbel kräftig und nach vorn leicht eingekrümmt. Der Vorderrand, oben eingezogen, springt in der Mitte in breitem Bogen vor und geht allmählich in den halbkreisförmig geschwungenen Unterrand über. Dieser verläuft wiederum in gleichmäßiger Kurve in den unten schwach nach außen gekrümmten, hinter der Mitte aber mit flacher Einbuchtung nach vorn zurücksteigenden Hinterrand, der sich unter Bildung einer stumpfwinkligen, schmalgerundeten Ecke mit dem sehr kurzen, geraden Schloßrand vereinigt.

In das Vorderende der Ligamentarea (von der nur ein kurzes Bruchstück erhalten geblieben ist) ist eine schräggestellte, dreieckige Grube eingelassen, wie sie öfters bei *Mytilus*-Arten beobachtet wird (vgl. z. B. Dahmer 1921, S. 238).

Die Schalenzeichnung bestand, nach einigen Bruchstücken des Abdruckes zu urteilen, aus vereinzelten schwachen Anwachsstreifen.

Für die Einordnung der Art in die Gattung *Plethomytilus* (die ich jetzt mit Spriestersbach als Untergattung von *Mytalina* betrachten möchte), waren die von Kegel (1913, S. 65) und Spriestersbach (1935, S. 514) gegebenen Diagnosen ausschlaggebend.

Unsere Art stimmt in allen wesentlichen Merkmalen überein mit der im Chapman Sandstone des amerikanischen Unterdevons häufigen *Mytalina maureriana*. Die meisten der von Williams & Breger abgebildeten Schalen dieser Art lassen zwar nicht den kräftigen Wirbel der rheinischen erkennen, indes scheint hier kein durchgreifendes Unterscheidungsmerkmal vorzuliegen, denn eine Unterart von *M. maureriana*, die genannte Autoren Taf. 18, Fig. 9 darstellen, hat ebenfalls einen starken Wirbel. Da nicht feststeht, ob auch in der Beschaffenheit — Breite und Skulptur — der Ligamentarea volle Übereinstimmung besteht, möchte ich die rheinische mit der amerikanischen Art vorläufig nicht vorbehaltslos vereinigen.

Beziehungen bestehen auch zu *Plethomytilus demaneti* Maill., einer neuerdings auch im rheinischen Devon nachgewiesenen Art der belgischen Siegen-Stufe (Maillieux 1931, S. 73; Dahmer 1936, S. 18). Bei dieser ist jedoch die Schale am Hinterende anders gestaltet: sie ist dort leicht abgeflacht, und der Hinterrand steigt, ohne Einbuchtung, steiler empor, so daß sich ein breiter, stumpfer Flügel herausbildet.

Ctenodonta (Palaeoneilo) cf. *elegans* Maurer, 1886

Taf. 47, Fig. 5

vgl. 1895 *Ctenodonta elegans* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 81; Taf. 7, Fig. 6 u. 7.

vgl. v 1913 *Ctenodonta (Palaeoneilo)* cf. *neglecta* Kegel, Taunusquarzit, S. 84; Taf. 4, Fig. 10 (non *Ctenodonta neglecta* Beush., 1884).

Die elliptisch umrissene, nur wenig ungleichseitige rechte Schale einer *Ctenodonta*-Art von der Stuxley bei Unkel (Slg. A. Fuchs) stimmt hinsichtlich Größe und Gestalt weitgehend überein mit einer von Kegel (1913, Taf. 4, Fig. 10) abgebildeten Form aus dem Taunusquarzit. Ob Kegel's Zweischaler an die mit kräftigen konzentrischen Rippen verzierte *Ctenodonta neglecta* Beush., mit der er verglichen wird, angegliedert werden kann, bleibt fraglich, solange seine Schalenzeichnung nicht bekannt ist. Das Stück von Unkel gehört jedenfalls nicht zu *Ct. neglecta,* denn auf seinem Abdruck sind nur schwache Anwachsstreifen angedeutet; es steht hingegen *Ctenodonta elegans* Maur. aus dem Zweischalerschiefer vom Nellenköpfchen, die ebenfalls eine wenig ungleichseitige Schale besitzt, mindestens sehr nahe. Daß die bei den Stücken vom Nellenköpfchen auf dem hinteren Schalenfeld auftretenden sehr zarten, „nur bei wechselnder Belichtung sichtbar werdenden" Radiallinien an dem in einen rauhen Sandstein eingebetteten Fossil von Unkel nicht zu erkennen sind, spricht keineswegs gegen diese Auffassung.

Cypricardella elongata Beushausen, 1889

Taf. 47, Fig. 12

1895 *Cypricardella elongata* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 138; Taf. 11, Fig. 10—14. Dort Literatur.

Eine *Cypricardella*-Art, die von Unkel mit einer fast vollständigen linken Klappe (Taf. 47, Fig. 12) aus den Aufsammlungen des Verfassers und einer in der Höhenrichtung durch Druck aufgebeulten, im übrigen aber ebenfalls recht gut erhaltenen rechten Klappe aus Slg. Rosenberg vertreten ist, besitzt die Größe und die aus sehr regelmäßig angeordneten, konzentrischen Streifen bestehende Schalenzeichnung der bisher aus der Siegen-Stufe noch nicht mit Sicherheit bekannten *Cypricardella elongata* Beush.

Das Schloß der linken Klappe besteht aus einem kräftigen, dreieckigen Schloßzahn; das hintere Schalenfeld ist z. T. zerstört, doch glaube ich die Andeutung eines Leistenzahnes zu erkennen. Daß ein solcher jedenfalls vorhanden war, geht aus der Untersuchung der rechten Klappe hervor, die hinter der Schloßzahngrube die von zwei schmalen Leistenzähnen umsäumte Grube für diesen Zahn der Gegenklappe deutlich erkennen läßt. Diese Feststellung ist wichtig, da das Vorhandensein eines Leistenzahnes auch in der linken Klappe zu den Merkmalen gehört, durch die sich *Cypricardella elongata* von der in der Siegen-Stufe (und zwar hauptsächlich in den Mittleren Siegener Schichten) heimischen *C. bicostula* Krantz unterscheidet.

Das Vorkommen der jüngeren *C. elongata* an Stelle von *C. bicostula* kennzeichnet das verhältnismäßig hohe Niveau, das die Unkeler Schichten innerhalb der Siegen-Stufe einnehmen (vgl. auch S. 645) [13]).

13) Im Geol. Landesmuseum befinden sich allerdings auf einem Handstück, das mit der Fundortsbezeichnung „Unkel" versehen ist, drei Steinkerne von *Cypricardella bicostula.* Das Gestein, in das sie eingebettet sind, ist an der Kaskade und in deren Umgebung nicht vertreten, entspricht aber vollkommen demjenigen der Fossilbank der Seifener Schichten von Menzenberg; auch die Erhaltung der Cypricardellen als Skulpturkerne (ohne Schloß) weist auf dieses Vorkommen hin. Ich möchte daher annehmen, daß es sich — falls keine Fundortsverwechselung vorliegt — um ein verschlepptes Stück handelt.

Leptodomus gracilis n. sp.

Taf. 47, Fig. 14 u. 15 und Textabb. 1

Schale dünn und klein, flach gewölbt, stark querverlängert und ungleichseitig. Wirbel klein, zwischen dem Ende des vorderen Drittels und der Mitte der Schale gelegen, über den Schloßrand eingekrümmt. Schloßrand lang, gerade; Vorderrand weit vorspringend, oben leicht eingebuchtet, mit schmaler Lunula. Unterrand dem Schloßrand im wesentlichen parallel laufend, vorn in breiter Rundung aufgebogen, vor der Mitte leicht eingezogen. Mit dem in fast gerader Linie schräg abfallenden Hinterrand bildet er eine spitze Ecke.



Abb. 1. Gesteinsplatte mit *Leptodomus gracilis* n. sp. und *Spirifer hysterícus* (v. Schloth.). — Obere Siegener Schichten. Kaskade (Stuxley) bei Unkel. Geol. Landesmuseum, Berlin.

Vom Wirbel zu dieser Ecke verläuft eine scharfe, geradlinige Kante, die ein leicht eingedrücktes, steil abfallendes hinteres Schalenfeld absondert, nach der eingezogenen Strecke am Unterrand eine seichte, aber stets deutlich ausgeprägte Depression.

Muskeleindrücke und Mantellinie sind nicht zu erkennen.

Die Skulptur besteht auf dem vorderen Schalenfeld aus groben, wulstigen Rippen, die vor der Depression, in ziemlich regelmäßigen Abständen angeordnet, scharf markiert hervortreten, hinter ihr jedoch sich in ganz unregelmäßiger Weise in Bündel aus feineren und gröberen Rippen auflösen. Das hintere Schalenfeld ist fein gestreift. Die Schalenzeichnung geht fast ungeschwächt auch auf den Steinkern über.

Holotypus: die Taf. 47, Fig. 14 abgebildete linke Klappe.

Von bekannten Arten steht *Leptodomus barroisi* Beush., 1895 aus den Unterkoblenzschichten der vorstehend beschriebenen, die ich *Leptodomus gracilis* (gracilis = zierlich) benenne, am nächsten. Die neue Art hat ähnliche Schalenverzierung, bleibt indes viel kleiner, und ihr Gehäuse ist schlanker, was in der stärkeren Querverlängerung und in der Verlegung des Wirbels weiter nach vorn seinen Ausdruck findet. *L. lanceolatus* Spriestb., 1909 aus den Remscheider Oberkoblenzschichten ist noch ungleichseitiger und hat anderen Schalenschmuck.

Artdiagnose: Eine zierliche *Leptodomus*-Art mit ungleichseitiger, stark querverlängerter Schale, deren Verzierung derjenigen von *L. barroisi* Beush. ähnlich ist.

L. gracilis erfüllt bei Unkel eine Bank in einem graubraunen, glimmerreichen, in dünne Platten zerspringenden Sandstein, in dem auch *Spirifer hysterícus* häufig ist, kommt außerdem aber auch vereinzelt vor. Obenstehende Beschreibung gründet sich auf Beobachtungen an sieben linken und zwei rechten Klappen.

Leptodomus heteropleurus n. sp.

(ἕτερος = verschieden, πλευρά = Rippe)

Taf. 47, Fig. 10

Der, leider stark zerquetschte, Abdruck der linken Klappe einer *Leptodomus*-Art von Unkel stimmt in der Größe, im Umriß und Schalenrelief mit *Leptodomus striatulus* F. Roem. (Beushausen 1895, S. 265; Taf. 24, Fig. 12—14) überein. Verschieden ist jedoch die Schalenzeichnung. Während bei *L. striatulus* (Taf. 47, Fig. 11) die konzentrischen Wülste und Anwachsstreifen in unverminderter Stärke auch auf der hinter der Transversalfurche liegenden Schalenfläche auftreten, sind diese bei *L. heteropleurus* hinter der Transversalfurche nur noch schemenhaft angedeutet. Hingegen treten dort (und nur dort) zarte, durchlaufende Radialstreifen auf, die durch doppelt so breite Zwischenräume voneinander geschieden sind und nur den nach dem Schloßrand abfallenden Flügel freilassen.

Die Abschwächung der konzentrischen Wülste auf dem hinteren Schalenfeld kann m. E. nicht durch die Verdrückung verursacht sein, da hierbei in erster Linie die zarten Radiallinien hätten ausgeglichen werden müssen. Diese sind aber in voller Schärfe und ganz unverzerrt erhalten geblieben.

Phylogenetisch bedeutet das Untertauchen der konzentrischen Streifung unter die radiale auf dem hinteren Schalenteil eine Weiterentwicklung von

Leptodomus in der Richtung auf *Pholadella*, eine Gattung, bei der in viel ausgesprochenerem Maße die Radialskulptur in den Vordergrund tritt. Auf diese Weise könnte z. B. aus dem *Leptodomus constrictus* (Hall) der Hamilton group des amerikanischen Mitteldevons (der dem rheinischen *L. striatulus* nahe verwandt ist) die *Pholadella newberryi* Hall der oberdevonischen Waverly group hervorgegangen sein (man vergleiche Hall's Abbildungen 1885, Taf. 78, Fig. 25 u. 26).

Artdiagnose: Eine *Leptodomus*-Art aus dem Kreise des *L. striatulus* F. Roem., deren Schalenzeichnung aus kräftigen konzentrischen Wülsten vor und aus durchlaufenden feinen Radialstreifen hinter der Transversalfurche besteht.

Prothyris elongata n. sp.

Taf. 46, Fig. 3 u. 4

v • 1857 *Solen vetustus* Krantz (non Goldf.), Menzenberg, S. 163.
v • 1935 *Prothyris* n. sp., aff. *Pr. aequilata* Mauz. — Dahmer, Menzenberg, S. 140 u. 145 (Abschn. 8).

Schale flach, sehr ungleichseitig, extrem querverlängert. Schloß- und Unterrand gerade und einander parallel. Hinterrand schräg abgestutzt, mit dem Unterrand eine schmalgerundete Ecke bildend. Wirbel dicht hinter dem Vorderende gelegen, sehr schwach, über den Schloßrand eingekrümmt, aber nicht darüber hervorragend. Vom Wirbel verläuft, sich nur wenig vom Schloßrand entfernend, eine gerundete, nicht kielartig hervortretende Kante nach hinten, hinter der die Schale etwas steiler abfällt.

Die *Prothyris*-Rinne ist schräg nach vorn gerichtet und verläuft in der Richtung auf das Unterende des parabolisch gekrümmten Vorderrandes. In beiden Klappen ist die vor ihr liegende Falte schmal, aber scharf ausgeprägt und das schief angesetzte, kurze, tropfenförmige Öhrchen in radialer Richtung leicht eingedrückt, wodurch es am Rande etwas aufgestülpt erscheint.

Die Schloßplatte ist sehr schmal; Schloßzähne waren offenbar nicht vorhanden. Muskeleindrücke sind nicht zu erkennen.

Die Skulptur besteht aus Anwachsstreifen, die etwas wulstig sind und in der Nähe des Vorderrandes schärfer hervortreten.

Die neue Art steht *Prothyris aequilata* Mauz 1933 aus den Unterkoblenzschichten (deren Typus mir zum Vergleich vorliegt) nahe. Sie übertrifft diese etwas an Größe und unterscheidet sich von ihr weiterhin durch bedeutendere Längenausdehnung.

Holotypus: Das Taf. 46, Fig. 4 abgebildete zweiklappige Exemplar aus den Mittleren Siegener Schichten (Seifener Schichten) von Brück a. d. Ahr.

Artdiagnose: Eine *Prothyris*-Art aus der Verwandtschaft der *Pr. aequilata* Mauz mit extrem verlängerter Schale.

Von *Prothyris elongata* liegen mir vor: eine linke Klappe aus dem mit *Ctenodonta maureri* erfüllten Tonschiefer von der Stuxley (Geol. Landesmuseum Berlin), ein zweiklappiges Exemplar aus einem Bänderschiefer der

Seifener Schichten von Brück a. d. Ahr (Slg. der Universität Bonn), eine linke Klappe aus dem gleichen Horizont vom Steinbruch Oberähren (Bl. Altenkirchen, Slg. J. Hefter, Koblenz) und von Menzenberg (der von Krantz als „*Solen vetustus* Goldf." bestimmte Zweischaler in der Slg. der Universität Bonn).

Dinapophysia papilio (Krantz, 1857), var.

vgl. 1935 *Dinapophysia papilio* Maillieux, Brachiopodes et pélécypodes, S. 8. Dort Literatur.

Die bisher in der Literatur als *Rhynchonella papilio* geführte Art, für die Maillieux kürzlich die neue Gattung *Dinapophysia* aufgestellt hat, kommt in typischen Exemplaren nur im Taunusquarzit und in den Seifener Schichten vor. Auch in den Ardennen ist sie, nach Maillieux's eingehenden Untersuchungen, auf gleichaltrige Ablagerungen beschränkt. Hingegen sind Abarten sowohl im Rheinland wie in Belgien auch aus anderen Schichten der Siegen-Stufe bekannt geworden. Eine solche liegt mir in einem (zweiklappigen) Exemplar auch von Unkel vor. Sie besitzt etwa 50, also eine verhältnismäßig große Zahl von Rippen, dabei ist sie etwas kleiner als die typische Form, und Sinus und Sattel sind ein wenig mehr betont, was sich vor allem in einer leichten Ausbiegung des Stirnrandes bemerkbar macht.

Meganteris drevermanni Dahmer, 1934

Taf. 48, Fig. 3 u. 4

* 1934 *Meganteris drevermanni* Dahmer, Seifen, S. 77 u. 78; Taf. 7, Fig. 3—5.

Von dieser, auch im Taunusquarzit, den Seifener Schichten und dem Obersdorfer Sandstein auftretenden Art habe ich a. a. O. Taf. 7, Fig. 5 schon ein von Unkel stammendes Stück aus meiner Slg. abgebildet. Im Geol. Landesmuseum befinden sich zwei, ebenfalls von der Kaskade stammende Dorsalklappen, die erkennen lassen, daß die von mir angegebenen Sondermerkmale durchaus konstant sind; insbesondere ist die eigenartige Zuschärfung des Stirnrandes durch einen steil abfallenden Saum deutlich ausgeprägt (an dem in vorliegender Arbeit abgebildeten Stück durch Verdrückung sogar etwas übertrieben betont). Die verhältnismäßig große Breitenausdehnung von *M. drevermanni,* die Zurückbildung des „Kropfes" und der dreieckige Umriß der Muskelnarbenpartie in der Dorsalklappe sind Eigentümlichkeiten, die nach *Cryptonella* hinüberleiten und auf eine nahe Verwandtschaft beider Terebratulidengattungen schließen lassen.

Chonetes (Chonetes) unkelensis n. sp.

Taf. 48, Fig. 5—8

An der Kaskade bei Unkel tritt ungemein häufig, vorwiegend in dem hellen, mürben Sandstein an der Basis des Fossillagers, eine neue *Chonetes*-Art auf, die in der älteren Literatur als „*Orthis*" *semiradiata* Sow. oder als *Chonetes sarcinulata* v. Schloth. bezeichnet wird. Schon Rolle (1850, S. 284)

war die Eigenart dieses Brachiopoden aufgefallen; er erwähnt ihn als „*Orthis semiradiata* Sow. in eigentümlichen, auffallend in die Breite gezogenen Formen".

Die neue Art, die ich nach ihrem Vorkommen *Chonetes unkelensis* benenne, besitzt die gleiche Querausdehnung wie die (in der Regel etwas kleinere) *Chonetes sarcinulata* in der Begrenzung von Oehlert und von A. Fuchs;[14]) sie stimmt mit ihr auch in der übrigen Schalengestalt sowie hinsichtlich der Innencharaktere überein und besitzt ebenfalls Stachelröhrchen am Schloßrand der Ventralklappe. Sie unterscheidet sich indes von *Ch. sarcinulata* durch eine ganz andere Schalenzeichnung.

Diese besteht, sowohl in der gewölbten wie in der konkaven Klappe, aus zahlreichen schmalen, aber ungewöhnlich scharf markierten Radialrippen, die sich auf ihrem Verlaufe durch wiederholte Teilung und Einschiebung, die schon in kurzer Entfernung vom Wirbel einsetzt, in unregelmäßiger Weise stark vermehren, so daß ihre Zahl, die am Wirbel annähernd 25 beträgt, am Rande auf etwa das Dreifache angewachsen ist. Daß diese Rippen, trotz ihrer Schmalheit, so stark hervortreten, beruht auf ihrer Gestalt und Anordnung: sie haben den Querschnitt eines oben leicht abgestumpften Halbkreises und sind durch tiefeingemuldete (etwa gleichbreite) Furchen voneinander getrennt.

Die Radialskulptur der im Gesamtgepräge ähnlichen *Chonetes plebeja* Schnur var. *crassa* Maur. (Dahmer 1928, S. 1160; Taf. 73, Fig. 5; 1930, S. 90, Anm. 5) besteht hingegen aus stumpf dachförmig gekanteten und daher seichter erscheinenden Falten. Man kann den Unterschied auch kurz so kennzeichnen: *Chonetes unkelensis* besitzt Rippen, *Ch. crassa* Falten.

Holotypus: die Taf. 48, Fig. 6 abgebildete Ventralklappe.

Artdiagnose: Eine *Chonetes*-Art mit querverlängerten Schalen, deren Verzierung aus zahlreichen, markant ausgeprägten Radialrippen von halbkreisförmigem Querschnitt besteht, die sich auf ihrem Verlauf zum Rande stark vermehren.

Lingula hunsrückiana A. Fuchs, 1915

Taf. 48, Fig. 9

* 1915 *Lingula hunsrückiana* A. Fuchs, Hunsrückschiefer, S. 6; Taf. 1, Fig. 5.
1926 Lingula hunsrückiana Quiring, Hunsrückschiefer, S. 107.
1931 Lingula hunsrückiana Kutscher, Hunsrückschiefer, S. 210.

Im Geol. Institut der Universität Bonn befindet sich die sehr gut erhaltene Schale (Ventralklappe?) einer rechteckig umrissenen *Lingula* auf dem Handstück eines braungrauen, harten Schlammsteines von der Kaskade bei Unkel. Die Beischrift lautet: „*Lingula unkelensis* Schlüter, Original". Schlüter hat keine Mitteilung über die von ihm als neu erkannte Art veröffentlicht; sie stimmt überein mit der inzwischen von A. Fuchs nach unvollkommeneren Stücken aus dem Wisperschieferhorizont des Hunsrückschiefers beschriebenen *Lingula hunsrückiana*.

14) Vgl. hierüber Dahmer 1934a, S. 139.

Die Länge des (am Stirnrand etwas beschädigten) Stückes von Unkel beträgt etwa 35 mm, seine Breite 23 mm; die zum größten Teil erhalten gebliebene hornig-kalkige Schale ist von dichtgedrängten und gleichmäßig verteilten, am First gerundeten konzentrischen Streifen bedeckt. Ein vor der Mitte kräftig anschwellendes Medianseptum erstreckt sich über $^4/_5$ der Schalenlänge.

Lingula breviuscula [= *L. brevis*] A. Fuchs, 1909 aus den Remscheider Oberkoblenzschichten unterscheidet sich durch die Kürze der Schale und den dadurch bedingten quadratischen Umriß.

Artdiagnose: Eine *Lingula*-Art mit rechteckig umrissener Schale, die von dichtgedrängten und gleichmäßig verteilten konzentrischen Streifen bedeckt ist.

Discina (Orbiculoidea) inaequalis n. sp.

Taf. 48, Fig. 10

Dorsalschale hornig-kalkig, eiförmig umrissen, mäßig gewölbt (von der Form einer schiefen Mütze). Wirbel dicht vor dem Hinterrande gelegen, kaum merklich nach hinten gerichtet; unmittelbar vor ihm eine Vertiefung im Steinkern, die wohl als der Eindruck eines sehr kurzen und schmalen inneren Medianseptums zu deuten ist.

Die Schalenoberfläche ist von dichtstehenden, durch Zwischenräume von derselben Breite getrennten Anwachsstreifen von wechselnder Stärke bedeckt, die die vordere Partie in wulstige Ringe zerlegen. Am Vorderrande sind außerdem runzelige Radialrippen angedeutet.

Ähnliche Schalengestalt besitzt *Discina sinuosa* A. Fuchs, 1915 aus dem Bornicher Horizont des Hunsrückschiefers. Auch ihr Wirbel ist weit nach hinten verlegt, indes sind die Anwachsstreifen viel feiner und zeigen eine schwache sinusartige Einbuchtung. Auch die nur in einem unvollständigen Exemplar bekannte *Discina grandis* Assmann aus der Erbslochgrauwacke hat anderen Schalenschmuck.

Von Arten des amerikanischen Devons könnte *Oehlertella pleurites* Meek aus der Waverly group (Hall 1892, Taf. 4 E, Fig. 21—24) mit *Discina inaequalis* verwandt sein.

Es liegt nur eine Dorsalschale von *Discina inaequalis* aus dem Sandstein von der Kaskade bei Unkel vor.

Artdiagnose: Eine *Discina-(Orbiculoidea-)*Art von eiförmigem Umriß mit extrem weit nach hinten gelegenem Wirbel und einer aus unregelmäßigen Anwachsstreifen und Andeutungen von Radialrippen bestehenden Schalenskulptur.

Discina (Orbiculoidea) arduennensis (Schnur, 1853)

* 1853 *Orbicula arduennensis* Schnur, Brachiopoden der Eifel, S. 229; Taf. 43, Fig. 7.

1871 *? Discina nitida* Phill., ex parte. — Kayser, Brachiopoden der Eifel, S. 640.

In der Sandberger'schen Slg. im Nassauischen Landesmuseum in Wiesbaden befindet sich eine kleine, kreisrunde, flachkonische *Discina*-Oberschale, deren Wirbel ziemlich weit nach hinten verlegt ist, und deren Schalenzeichnung am Rande aus scharfen, durch verhältnismäßig breite Zwischenräume getrennten, konzentrischen Streifen besteht, zwischen denen eine feine Radialstreifung schwach angedeutet ist. Die Schale stammt von Unkel, dem Gestein nach aus der Hauptfossilbank an der Kaskade.

Sie gehört einer Form aus dem Kreise der *Discina (Orbiculoidea) nitida* Phill. an, die Schnur 1853 als *Orbicula arduennensis* beschrieben und Taf. 43, Fig. 7 unter dem Namen *„Orbicula daleidensis"* abgebildet hat.

Auf die vorliegende Art — vielleicht sogar auf das vorliegende Stück — beziehen sich allem Anschein nach die Angaben von Rolle (1851, S. 660) und von Wirtgen & Zeiler (1854, S. 477: *„Orbicula verneuili* Schnur") über das Vorkommen von *Discina* in der Unkeler Fauna.

Zusammenfassung

Es wurde die Fauna der in der Umgebung von Unkel a. Rh. auftretenden Ablagerungen der Siegen-Stufe („Unkeler Schichten") bearbeitet.

Es zeigte sich — wie auch anderwärts in Siegener Schichten — eine deutliche Abhängigkeit der Tiergemeinschaft von der Fazies. Grauwackensandsteine an der Basis der Schichtenfolge führen vorwiegend Brachiopoden neben Trilobiten, Gastropoden, Aviculiden, *Goniophora-* und *Leptodomus*-Arten. Darüberliegende dunkle Bröckelschiefer enthalten außer Pflanzenresten eine Schlickfauna (mit *Modiolopsis soleniformis*), die derjenigen der Wahnbachschichten ähnelt. In härteren, feinsandigen Tonschiefern, die in mehrfachem Wechsel mit Grauwackensandsteinen das Hangende bilden, tritt eine aus verschiedenen *Ctenodonta*-Arten (hauptsächlich *Ct. maureri), Nuculites*-Arten, *Modiola lodanensis, Modiomorpha speciosa taunica* und anderen (meist kleinen) Formen bestehende Zweischalerfauna auf, die derjenigen der Unterkoblenzschichten vom Nellenköpfchen nahe steht, aber noch *Rhenorensselaeria crassicosta* enthält. Diese Beobachtung gibt Anlaß zu einer Erörterung des Begriffes einer „Rekurrenzfauna".

Die „Unkeler Schichten" sind somit Absätze eines sehr seichten Meeresgebietes, in dem sandige und tonige Niederschläge und demgemäß auch die Faunen wechselten.

Durch die ganze Schichtenfolge gehen *Rhenorensselaeria crassicosta* (das wichtigste Leitfossil der Siegen-Stufe), *Rhenorensselaeria strigiceps, Tropidoleptus carinatus* und *Spirifer hysericus* hindurch; *Spirifer primaevus* ist verhältnismäßig selten. Eine ganz untergeordnete Rolle spielen Cypricardellen, die nur durch einige erst im Unterkoblenz heimisch werdende Arten vertreten sind. Die Leitfauna der Rauhflaser- und Seifener Schichten fehlt.

Die Ablagerungen gehören nach ihrer Fossilführung den Oberen Siegener Schichten an, und zwar einem höheren Niveau (das etwa demjenigen der Wahnbachschichten entsprechen könnte).

Es werden 6 neue Arten beschrieben, über einige andre ergänzende Angaben gemacht; ferner wird eine neue Untergattung von *Pterinea* aufgestellt.

Literaturverzeichnis

Asselberghs, E.: Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. — Ann. Soc. géol. Belgique, **39**, S. 3 (M 25) — 90 (M 112). Liège 1912.

— : Le Dévonien inférieur du bassin de l'Eifel et de l'anticlinal de Givonne dans la région sud-est de l'Ardenne belge. — Mém. Inst. géol. Université Louvain, **1**, Mém. 1. Louvain 1913.

— : Le Dévonien inférieur du Cercle de Malmédy. — Bull. Soc. belge Géol., **31** (1921), S. 134—155. Brüssel 1922.

Asselberghs, E. & Leblanc, E.: Le Dévonien inférieur du Bassin de Laroche. — Mém. Inst. géol. Université Louvain, **8**, fasc. 1. Louvain 1934.

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

Breddin, H.: Über Denckmann's Siegerländer Hauptüberschiebung. — Cbl. Min. 1922, S. 115—123. Stuttgart 1922.

— : Die geologischen Verhältnisse des Unterdevongebietes der Umgebung von Siegen. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **70**, Abt. B, S. 1—28. Stuttgart 1933.

Clarke, J. M.: Some new devonic fossils. — New York State Mus., Bull. **107**, S. 153—291. Albany 1907. (In: New York State Mus., Report **60**, 2. Albany 1908.)

Dahmer, G.: Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, I, S. 174—248. Berlin 1915.

— : Zwei neue Vorkommen von Unterkoblenzschichten im hessischen Hinterland. — Jb. nass. Ver. Naturkunde, **72**, S. 15—21. Wiesbaden 1919.

— : Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. II. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, **40**, II, S. 161—306. Berlin 1921.

— : Die Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. 655—693. Berlin 1923.

— : Waren Hunsrück und Taunus zur Zeit der Wende Unterdevon—Mitteldevon Land? — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49**, S. 1152—1162. Berlin 1928.

— : Mandelner Schichten (Zweischalerfazies des obersten Unterdevons) an der Mosel. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, **51**, S. 33—94. Berlin 1930.

— : Entwicklung der Unterdevonfauna des Oberharzes im Lichte der neuen Anschauungen über die Stratigraphie. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932, **53**, S. 819—827. Berlin 1932.

— : Die Fauna der Seifener Schichten (Siegenstufe). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **147**. Berlin 1934.

— : Die Fauna der Siegener Schichten in der Umgebung des Laacher Sees. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 122—141. Berlin 1934 [1934 a].

— : Revision der Fauna von Menzenberg (Siegen-Stufe). — Verh. naturh. Ver. Rheinld.-Westf., **91**, S. 135—150. Bonn 1935.

— : Die Fauna der Obersten Siegener Schichten von der Unkelmühle bei Eitorf a. d. Sieg. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **168**. Berlin 1936.

Dahmer, G. & Moehrke, H.: Fundpunkte von Unterkoblenzversteinerungen auf Blatt Oberreifenberg (Taunus). — Jb. nass. Ver. Naturkunde, **82**, S. 20—25. Wiesbaden 1935.

Dechen, H. v.: Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen sowie einiger angrenzenden Gegenden. — Bonn 1884.

Dienst, P.: Die Fauna der Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten) des oberen Bernbachtales bei Densberg im Westerwald. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, I, S. 539—615. Berlin 1913.

Drevermann, Fr.: Die Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. — Palaentographica **49**, S. 73—119. Stuttgart 1902.

— : Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf (Westerwald). — Palaeontographica, **50**, S. 229—287. Stuttgart 1904.

Follmann, O.: Über devonische Aviculaceen. — Verh. naturh. Ver. Rheinld. Westf., **42**, S. 181—216. Bonn 1885.

— : Über die unterdevonischen Schichten bei Coblenz. — Progr. Gymnas. Koblenz 1891, S. 3—38. Koblenz 1891. (Auch abgedruckt in den Verh. naturh. Ver. Rheinld. Westf. **48**, S. 117—173. Bonn 1891.)

— : Abriß der Geologie der Eifel. Braunschweig u. Berlin (G. Westermann) 1915.

— : Die Koblenzschichten am Mittelrhein und im Moselgebiet. — Verh. naturh. Ver. Rheinld. Westf. **78/79** (1921—22), S. 1—105. Bonn 1925.

Frech, Fr.: Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des „Hercyn". — Z. deutsch. geol. Ges. **41**, S. 175—287. Berlin 1889.

— : Die devonischen Aviculiden Deutschlands. — Abh. geol. Spezialk. Preußen **9**, Heft 3. Berlin 1891.

— : Lethaea geognostica, I: Lethaea palaeozoica, **2**. Stuttgart (Schweizerbart) 1897—1902.

Fuchs, A.: Das Unterdevon der Loreleigegend. — Jb. nass. Ver. Naturkunde **52**, S. 1—96. Wiesbaden 1899.

— : Über eine Untercoblenzfauna bei Daaden und ihre Beziehungen zu einigen rheinischen Unterdevonstufen. — Cbl. Min. 1911, S. 705—717. Stuttgart 1911.

— : Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). I. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **79**. Berlin 1915.

— : Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und im Ganggebiet von Bad Ems. — Arch. Lagerstättenforsch. **9**. Berlin 1916.

— : Erl. geol. Karte Preußen, Bl. Oberreifenberg. Lief. 253, Nr. 3325. Berlin 1927.

— : siehe auch Spriestersbach, J.

Goldfuss, A.: Petrefacta Germaniae, I. Aufl. Düsseldorf 1826—1844. Manchen Fachgenossen dürfte nachstehende Zusammenstellung der Erscheinungsjahre der einzelnen Lieferungen des Goldfuss'schen Werkes, die ich dem Bibliothekskatalog des Britischen Museums entnehme, willkommen sein. (Für das Werk von G. u. F. Sandberger, Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, hat Mauz 1935, S. 91, die entsprechenden Daten zusammengestellt.)

Lieferung	Band	Seiten	Tafeln	Erscheinungsjahr
1	I	1— 76	1— 25	1826
2		77—164	26— 50	1829
3		165—240	51— 71	1831
4	I	241—252	—	1833
	II	1— 68	72— 96	
5		69—140	97—121	1836
6		141—224	122—146	1837
7		225—312	147—165	1840
8	III	I—IV, 1—128	166—200	1844

Hall, J.: Palaeontology of New York, **5**, II (Lamellibranchiata 2). Albany 1885. **8**, I (Brachiopoda). Albany 1892.

Henke, W.: Beiträge zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten zwischen Sieg und Rhein. — Jber. siegerländer Bergbauhilfskasse Siegen f. 1928 u. 1929, S. 17—39. Bonn (Gebr. Scheur) 1930. (Auch abgedruckt in Verh. naturh. Ver. Rheinld. Westf. **86**, S. 65—87. Bonn 1930.

— : Verbreitung und Ausbildung der Siegener Schichten in der Osteifel. — Geol. Rdsch., **24**, S. 187—203. Berlin 1933.

Heusler, C.: Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel und des niederrheinischen Braunkohlenbeckens. Bonn (A. Marcus) 1897.

Jaekel, O.: Stammesgeschichte der Pelmatozoen. I. Berlin 1899.

Kayser, E.: Die Brachiopoden des Mittel- und Ober-Devon der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges. **23**, S. 491—647. Berlin 1871.

— : Über *Dalmanites rhenanus*, eine Art der *Hausmanni*-Gruppe, und einige andere Trilobiten aus den älteren rheinischen Dachschiefern. — Z. deutsch. geol. Ges. **32**, S. 19—24. Berlin 1880.

— : Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Taunusquarzits. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1880, **1**, S. 260—266. Berlin 1881.

— : Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Siegenschen Grauwacke. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1890, **11**, S. 95—107. Berlin 1892.

Kegel, W.: Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **76**. Berlin 1913.

Kerner-Marilaun, Fr.: Paläogeographie mit besonderer Rücksicht auf die Fehlerquellen. Berlin (Borntraeger) 1934.

Koch, C.: Monographie der *Homalonotus*-Arten des Rheinischen Unterdevon. — Abh. geol. Spezialk. Preußen **4**, Heft 2. Berlin 1883.

Krantz, A.: Über ein neues bei Menzenberg aufgeschlossenes Petrefacten-Lager in den devonischen Schichten. — Verh. naturh. Ver. Rheinld. Westf. **14**, S. 143—165. Bonn 1857.

Kräusel, R. & Weyland, H.: Die Flora des deutschen Unterdevons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **131**. Berlin 1930.

Kutscher, Fr.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturkunde **81**, S. 177—232. Wiesbaden 1931.

Leriche, M.: La faune du Gedinnien inférieur de l'Ardenne. — Mém. Mus. royal Hist. nat. Belgique **6**. Brüssel 1912.

Maillieux, E.: Remarques sur la faune et l'horizon stratigraphique de quelques gîtes fossilifères infradévoniens. — Bull. Soc. belge Géol. **24**, Mém., S. 189—220. Brüssel 1910.

— : Note sur l'hypostome de l'*Homalonotus rhenanus* Koch. — Bull. Soc. belge Géol. **25**, Proc.-verb., S. 113—115. Brüssel 1911.

— : Observations sur une groupe de Mollusques acéphales voisin des genres *Pterinea* et *Leiopteria*. — Bull. Soc. belge Géol. **27**, Proc.-verb., S. 30—34. Brüssel 1913.

— : Notes sur quelques groupes de Mollusques acéphales des terrains paléozoiques. — Bull. Soc. belge Géol. **29**, Proc.-verb., S. 144—150. Brüssel 1920.

— : La faune des grès et schistes de Solières (Siegenien moyen). — Mém. Mus. royal Hist. nat. Belgique, **51**. Brüssel 1931.

— : La faune de l'assise de Winenne (Emsien moyen). — Mém. Mus. royal Hist. nat. Belgique **52**. Brüssel 1932.

— : Contribution à la connaissance de quelques brachiopodes et pélécypodes dévoniens. — Mém. Mus. royal Hist. nat. Belgique **70**. Brüssel 1935.

Maurer, Fr.: Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon. Darmstadt 1886.

— : Palaeontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devon. 10. Nachträge zur Fauna und Stratigraphie der Orthoceras-Schiefer des Rupbachtales. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **10**, S. 613—756. Stuttgart 1896.

Mauz, J.: Zur Fauna der Unterkoblenz-Stufe. — Senckenbergiana, **15**, S. 274—294. Frankfurt a. M. 1933.

— : Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenz-Stufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. — Abh. senckenberg. naturf. Ges. **429**. Frankfurt a. M. 1935.

Novák, O.: Studien an Hypostomen böhmischer Trilobiten. — Sber. böhm. Ges. Wiss. Prag, Jahrg. 1879, S. 475—483. Prag 1880.

Oehlert, D.: Documents pour servir à l'étude des faunes dévoniennes dans l'ouest de la France. — Mém. Soc. géol. France (3) **2**, Art. 1. Paris 1881.

Opitz, R.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrücklandes Birkenfeld. — Leipzig (M. Weg) 1932.

Péneau, J.: Réunion extraordinaire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne à Angers, Chateaubriand, Ancenis (1930). — Bull. Soc. géol. min. Bretagne 1930—31. Rennes 1934.

Quiring, H.: Beiträge zur Geologie des Siegerlandes. III. Über Leitfaunen in den Siegener Schichten der Umgebung von Siegen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1922, **43**, S. 90—112. Berlin 1923.

— : Die stratigraphische Stellung des Hunsrückschiefers. — Geol. Rdsch. **17** a (Steinmann-Festschr.), S. 99—109. Berlin 1926.

— : Erl. geol. Karte Preußen, Bl. Siegen. Lief. 235, Nr. 2978. Berlin 1931.

Reed, C.: Notes on the fauna of the lower Devonian Beds of Torquay. Part. 1. — Geol. Mag. **57**, S. 299—306. London 1920.

Richter, M.: Unter- und Mitteldevon im südlichen Oberbergischen. — Z. deutsch. geol. Ges. **78**, Abh., S. 75—87. Berlin 1926.

Richter, Rud. & E.: Unterlagen zum Fossilium Catalogus, Trilobitae. VI. — Senckenbergiana **14**, S. 359—371. Frankfurt a. M. 1932.

Roemer, F.: Das Rheinische Übergangsgebirge. Hannover 1844.

— : Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fauna des Devonischen Gebirges am Rhein. — Verh. naturh. Ver. Rheinld. Westf. **8**, S. 357—376. Bonn 1851.

— : Lethaea palaeozoica. Atlas. Stuttgart (Schweizerbart) 1876.

Rolle, Fr.: Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Grauwacke und ihrer Fauna. — N. Jb. Min. 1850, S. 275—288. Stuttgart 1850.

— : Mitteilungen über neue devonische Vorkommnisse. — N. Jb. Min. 1851, S. 661—666. Stuttgart 1851.

Sandberger, G. & F.: Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—56.

Schmidt, H.: Einführung in die Paläontologie. Stuttgart (Enke) 1935.

Schmidt, W. E.: Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes, wesentlich nach den Aufsammlungen in den Sommern 1905 und 1906. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1907, **28**, S. 429—456. Berlin 1907.

Schnur, J.: Zusammenstellung und Beschreibung sämtlicher im Übergangsgebirge der Eifel vorkommenden Brachiopoden nebst Abbildung derselben. — Palaeontographica **3**, 4. Lief., S. 169—254. Stuttgart 1853.

Schöndorf, Fr.: Paläozoische Seesterne Deutschlands, I. Die echten Asteriden der rheinischen Grauwacke. — Palaeontographica **56**, S. 37—112. Stuttgart 1909.

Scupin, H.: Die Spiriferen Deutschlands. — Pal. Abh., N. F. **4**, Heft 3. Jena 1900.

Spriestersbach, J.: Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **80**. Berlin 1915.

— : Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Devon. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 475—525. Berlin 1935.

Spriestersbach, J. & Fuchs, A.: Die Fauna der Remscheider Schichten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **58**. Berlin 1909.

Viëtor, W.: Der Koblenzquarzit, seine Fauna, Stellung und linksrheinische Verbreitung. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1916, **37**, II, S. 317—476. Berlin 1918.

Wilckens, O.: Geologie der Umgegend von Bonn. Berlin (Borntraeger) 1927.

Williams, H. Sh.: On the revision of the mollusk genus *Pterinea* Goldfuss. — Proc. U. S. National-Mus., **34**, S. 83—90 (No. 1600). Washington 1908.

Williams H. Sh. & Breger, C. L.: The fauna of the Chapman Sandstone of Maine. — U. S. geol. Survey. Profess. Paper **89**. Washington 1916.

Wilschowitz, J.: Erster Bericht über eine neue Fundstätte unterdevonischer Fossilien im Ost-Urlich (Altvatergebirge). — Mitt. naturw. Ver. Troppau (Č. S. R.), Folge **23**. Troppau 1931.

— : Die Unterdevonfauna vom Alten Berg und Hofehau im Ost-Urlich (Altvatergebirge). — Mitt. naturw. Ver. Troppau (Č. S. R.), Folge **24—25**. Troppau 1932.

Wirtgen (Ph.) & Zeiler, F.: Vergleichende Übersicht der Versteinerungen in der rheinischen Grauwacke. — Verh. naturh. Ver. Rheinld.-Westf., **11**, S. 459 481. Bonn 1854.

Zeiler (F.): Versteinerungen der älteren Rheinischen Grauwacke. — Verh. naturh. Ver. Rheinld.-Westf., **14**, S. 45—51. Bonn 1857.

Urschrift eingegangen am 1. Dezember 1935

Druckauftrag erteilt am 14. März 1936

Das Salzgebirge von Stade in Nordhannover ein Rotliegend-Zechstein-Salzstock

Von W. Haack, Berlin

Hierzu Tafel 49 und eine Abbildung im Text

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	672
I. Stratigraphie	674
A. Zechstein	674
Unterer Zechstein	674
Mittlerer Zechstein	675
Oberer Zechstein	677
B. Das Liegende des Zechsteins	678
II. Die Tektonik im Gebiete der Stader Bohrungen	683
Zechstein eingefaltet in Rotliegendes	683
III. Schichtenverzeichnisse der Bohrungen	685
Zusammenfassung	709
Literaturverzeichnis	710

Einleitung

Unter denjenigen Sedimentgesteinen Norddeutschlands, die in der Beurteilung ihres Alters den meisten Schwankungen unterworfen sind, stehen wohl die roten, in der Tiefe salzführenden Mergel und Sandsteine von Stade in Nordhannover und die von Lieth in Holstein an erster Stelle. Denn die Meinungen, ob es sich um Rotliegendes oder Oberen Zechstein oder auch um Trias, ja vielleicht sogar um Devon handle, gehen im Laufe der Zeit mehrfach in buntem Wechsel durcheinander. Behandeln wir nur die nach dem Weltkriege geäußerten Ansichten, so stellte Gagel (1925) diese Schichten in das Rotliegende. Ihm schloß sich 1929 W. Wetzel an, ebenfalls im Jahre 1929 glaubten Haack und Fincki sie dem Oberen Zechstein zurechnen zu müssen[1]), Fulda (1929) hatte im Hinblick auf die Devonscholle von Schobüll bei Husum die Möglichkeit ins Auge gefaßt, daß es sich auch hier um Devon handeln könne. Ernst (1931), der die alten und neuen Aufschlüsse am eingehendsten untersucht hatte, schloß sich der Ansicht vom Oberzechsteinalter an, erkannte aber, daß außerdem im Liegenden des Unteren Zechsteins auf mindestens 3 m sicheres Rotliegendes vorhanden sei. Becksmann gelangt neuerdings (1934) — freilich auf anderem Wege als Fulda — wieder zur Annahme devonischen Alters. Zuletzt (1935) stellt Fulda, im Zechsteinbande des „Handbuches der vergleichenden Stratigraphie

1) Die Altersdeutung wurde in dieser sonst petrographischen Arbeit, wie auch aus ihrem Titel hervorgeht, nur anhangsweise gegeben. Eine Untersuchung der neuesten Aufschlüsse, die den Verfassern noch nicht bekannt waren, hatte nicht stattgefunden, zumal für die Tuff-Frage hauptsächlich nur Bohrproben in Betracht kamen.

Deutschlands" fest, daß das Alter bei Lieth vorläufig noch ungeklärt, daß das Salzgebirge jedoch älter sei, als das dort aufgeschlossene zweifelsfreie Rotliegende. Von Stade heißt es, daß sich auch dort nicht mit Sicherheit entscheiden lasse, „ob das rote Tongestein älter oder jünger als der Zechstein ist".

Ernst hatte sich nur auf die, allerdings bei Lieth recht guten, und z. T. kurz vorher entstandenen Tages-Aufschlüsse gestützt, jedoch die von Gagel herangezogenen Tiefbohrungen bewußt, und zwar deswegen außer acht gelassen, weil Proben z. T. gar nicht vorgelegen hätten, z. T. zu mangelhaft gewesen seien, die sehr guten Kernproben neuerer Stader Tiefbohrungen ihm aber nicht zur Verfügung gestanden hätten.

Die Untersuchung dieser zuletzt genannten Proben konnte Verfasser nunmehr, z. T. zusammen mit Herrn Prof. Dr. Bentz, im vorigen Jahre aber durchführen.[2]) Im Anschluß hieran wurden dann naturgemäß auch die in der Preußischen Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Proben der älteren Bohrungen noch einmal durchgesehen, wodurch in einer Reihe von bisher fraglichen Punkten größere Klarheit erreicht wurde.

Bei den genannten neuen Proben handelt es sich um diejenigen, die bei der Vertiefung der älteren Bohrungen Campe IV, Campe VI, Campe VII und Campe VIII[3]) gewonnen worden waren und durchweg in großer Vollständigkeit vorlagen. Eine gewisse Beeinträchtigung hatte deren Wert allerdings dadurch erlitten, daß ein Teil der Etiketten mit den Teufenbezeichnungen infolge eines Brandes verloren gegangen war, so daß die ganz genaue Einreihung in das Bohrmeister-Profil in solchen Fällen schwierig war. Daß die Kerne aber, abgesehen vielleicht von einem unten erwähnten Falle, am Aufbewahrungsort der Saline in der richtigen Reihenfolge lagen, wird dadurch bestätigt, daß die verschiedenen Glieder des Unteren Zechsteins und des obersten Rotliegenden, im gleichen Zusammenhang geblieben waren, wie er aus den Tagesaufschlüssen, namentlich durch Ernst's vorzügliche Untersuchungen, bekannt geworden war.

Die Bedeutung der neuen Bohrungen liegt nicht nur darin, daß jetzt auch Oberer Zechstein, und zwar das Ältere Steinsalz, ferner die Gesteine des über Tage stets ausgelaugten mittleren Zechsteins in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit erkannt werden konnten und daß das Liegende des wenige Meter betragenden sicheren Rotliegenden auf mehrere Hunderte von Metern Teufe aufgeschlossen worden ist, sondern auch darin, daß es nunmehr viel besser möglich ist als bisher, die oben genannten älteren Bohrungen auszudeuten, daß durch dieses alles zusammen also der Charakter der Tektonik dieser eigenartigen Gebirgspfeiler aufgeklärt werden konnte. Darüber hinaus haben aber die Bohrungen im Hinblick auf die Bedeutung

2) Herrn Salinendirektor Marquardt von der Stader Saline, der hierzu die Erlaubnis gab, sage ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank, desgleichen Herrn Prof. Dr. Bentz, der diese Erlaubnis erwirkt hat. Ferner Herrn Dr. Runge von der Internationalen Tiefbohr A.-G. in Celle, der uns auf diese Bohrungen freundlichst aufmerksam gemacht hat. Vorliegende Arbeit war Anfang 1935 bereits geschrieben. Die Einreichung zum Druck verzögerte sich aber dadurch, daß Herr Prof. Bentz, der einen erdölgeologischen Teil verfassen wollte, hierzu wegen Zeitmangels nicht in der Lage war. Er gedenkt dies aber nachzuholen.

3) Die Numerierung ist diejenige der Stader Saline G. m. b. H.

des Zechsteins für die Fragen der Herkunft unseres nord- und mitteldeutschen Erdöls ganz besondere Wichtigkeit. Denn die unten entwickelten Anschauungen über das Alter des roten Salzgebirges und über die Tektonik bringen es mit sich, daß nunmehr der Zechstein an manchen Stellen unter wesentlich anderen und auch z. T. günstigeren Bedingungen gesucht werden kann, als solange man mit nur aus Zechstein bestehenden Salzstöcken rechnen konnte. [4])

Die Schichtenverzeichnisse der behandelten Bohrungen sind im Anhang abgedruckt. Mit Ausnahme der Bohrung am Pferdemarkt wurden auch die von Gagel veröffentlichten, z. T. ergänzt oder abgeändert, wiedergegeben.

I. Stratigraphie

Im großen und ganzen stimmen, wie gesagt, die durch die neuen Bohrungen gewonnenen Ergebnisse sehr gut mit denen überein, die Ernst an den Tagesaufschlüssen bei Lieth und Stade früher gewonnen hatte. Es soll zunächst der Zechstein besprochen werden und erst dann sein Liegendes.

A. Zechstein

Unterer Zechstein

In Bohrung Campe IV wurde am tieferen Flügel der durchörterten liegenden Zechsteinfalte (Taf. 49) im Liegenden des Kupferschiefers 90 cm hellgrauer Mergel erbohrt, welcher der Lage und der Farbe nach mit dem von Ernst als Vertreter des Zechsteinkonglomerates erkannten Gestein übereinstimmt, sich aber durch das Fehlen eines ohne weiteres sichtbaren Sandgehaltes unterscheidet. Ein ähnlicher milder Mergel fand sich auch in Bohrung VIII im Liegenden des Kupferschiefers. Es handelt sich wohl um eine lokal tonigere Ausbildung des Zechsteinkonglomerates. Recht gut ist es aber auch möglich, daß dieses hier überhaupt fehlt, zumal innerhalb des Rotliegenden in der gleichen Bohrung VIII ein sehr ähnlicher heller Mergel auftritt. Den in Bohrung IV diesen Mergel unterteufenden 46 cm starken grünlichgrauen Sandstein möchte ich nicht mit dem „Zechsteinkonglomerat"-Sandstein von Ernst gleichstellen, weil er sich von dem unter ihm folgenden rotbraunen rotliegenden Fleckensandstein nur durch die Färbung unterscheidet und solches Umschlagen der Farbe auch über Tage von Ernst beobachtet wurde.

Der Kupferschiefer ist in den Bohrungen IV und VIII ebenfalls deutlich zu erkennen. In Bohrung IV bestand er aus 35 cm schwarzem, ziemlich festem, kohligem Mergelschiefer, dessen oberer Teil, genau wie dies Ernst schildert, dunkel- und hellgrau wird und einen feinen Sand- und schwachen Glimmergehalt aufweist. In der überkippten Schichtenfolge der Bohrung VIII, in der das Gestein (durch den Bohrvorgang) etwas zerrieben ist, läßt sich diese Feingliederung nicht erkennen. Auch ist hier der schwarze Schiefer etwas milder und färbt kohlig ab.

4) Aus meinen ersten, das Alter und die Tektonik des Stader roten Gebirges betreffenden, unter dem 24. 7. 1934 dem Erdölinstitut der Preuß. Geol. Landesanstalt eingereichten Bericht zog Herr Prof. Bentz sogleich die Folgerungen für die Erdölgeologie und hat darum in verschiedenen Tagungen und Sitzungen darauf Bezug genommen. Kurz veröffentlicht hat er seine Ansicht und damit die in der vorliegenden Arbeit gebrachten Ergebnisse bereits gegen Ende 1935 in „Öl und Kohle", Heft 43, S. 849.

Auch der Zechsteinkalk zeigt gute Übereinstimmung mit den Angaben von Ernst, und es kommen nur kleine Abweichungen vor. So findet sich im tieferen Teil dieses Gliedes in Bohrung IV eine 60 cm starke Lage von grauem Mergelschiefer, während die Mergellagen über Tage nur bis zu wenigen Zentimetern anschwellen. Dieses Gestein führt in der genannten Bohrung die kleinen Schalen von *Spirifer clannpanus* King, den auch Ernst angibt. Die oolithische Entwicklung des höheren Zechsteinkalkes konnte ebenfalls in den Bohrungen, und zwar in IV und VIII beobachtet werden, desgleichen war in Übereinstimmung mit Ernst's Befund der Kalk auffallend stark zertrümmert und zerklüftet, was zur Folge hatte, daß in Bohrung VIII an dieser Stelle starker Kernverlust eintrat.

Mittlerer Zechstein

Während so der Vergleich zwischen Bohrungen und Tagesaufschlüssen beim Unteren Zechstein leicht ist, wird er beim Mittleren Zechstein schon wegen des Vorhandenseins von Anhydrit und Gips in der Tiefe und ihres Fehlens über Tage sowie wegen seiner unruhigen Lagerung schwieriger. Zunächst ist aber die Übereinstimmung insofern noch gut, als in Bohrung IV, wenn auch in scheinbar geringerer Mächtigkeit, Anhydritknotenschiefer folgt, aus dessen Auslaugung der über Tage anstehende Blasenschiefer hervorgegangen ist. Während aber Ernst seinen „Blasenkalk" von der Unterkante des Blasenschiefers angibt, liegt jener in Bohrung IV in zwei etwa 1 dcm dicken Bänken an der Oberkante, ein Umstand, der vielleicht nur auf ein Versehen beim Hinlegen der Kerne auf den Aufbewahrungsplatz zurückzuführen ist. Wichtig ist jedenfalls, daß beide Gesteine in den Bohrungen wiederzuerkennen waren. Es findet sich weiterhin auch insofern eine kleine Abweichung, als über dem Blasenschiefer bereits ½ m Stinkschiefer folgt, während bei Lieth unter dem Stinkschiefer zunächst 8—20 m Asche zu beobachten sind. Dies bedeutet allerdings nicht viel, da, wenn die Anhydritknötchen sehr fein werden, der Unterschied zwischen dem Anhydritknotenschiefer und dem Stinkschiefer nicht sehr groß ist und andererseits auch im höheren Stinkschiefer Andeutungen von sehr feinen Gipsknoten festzustellen sind. Ernst hebt sogar hervor, daß im Blasenschiefer manche Lagen der Bläschen fast ganz entbehren, dann also kaum vom Stinkschiefer zu unterscheiden sein werden. In Bohrung VIII ist das Gestein, wohl infolge von Kernverlust, nicht zu beobachten gewesen.

Auf den Blasenschiefer folgt in Lieth in sehr wechselnder Mächtigkeit die „Asche", welche Ernst als Auslaugungsprodukt des älteren Gipses deutet. Dem entspricht es vollkommen, daß in Bohrung IV über dem Vertreter des Blasenschiefers nunmehr grauer, kalkhaltiger Anhydrit, in allerdings recht geringer Mächtigkeit, und zwar 1,30 m, folgt. Er zeichnet sich durch versteckte Bänderung aus, welche durch Wechsellagerung mit sehr feinen Kalkschichten entsteht, ist also den „Linienanhydriten" des Mittleren Zechsteins in den Tiefbohrungen am Elm und Hakel im nördlichen Harzvorlande und bei Sonneborn in Lippe ähnlich. Es folgt wiederum Stinkschiefer in der Geringmächtigkeit von 1,40 m, der oben größere Anhydritknoten führt, eine Erscheinung, die auch Ernst aus dem Stinkschiefer anführt. Es folgen dann nochmals Gips und Anhydrit, letzterer unten wieder mit versteckter, sehr feiner Bänderung, oben mit gröberer Schichtung. Vorhanden waren 6,5 m. Hiermit schließen die Kerne der Bohrung IV nach oben hin

ab. Im ganzen durchteufte die Bohrung etwa 100 m Mittleren Zechstein, der hier aber durch die in Taf. 49 dargestellte liegende Falte verdoppelt ist. Rechnet man mit einem gewissen Verlust durch Ausquetschung von Anhydrit und Auslaugung von Gips, so mag die ursprüngliche wahre Mächtigkeit gegen 60 m betragen haben. In den untersuchten Kernen läge dann nur das untere Viertel vor. Nach dem Bohrmeister-Verzeichnis scheint aber der zuletzt genannte Gips mindestens 30 m mächtig zu sein, und aus der Bezeichnung „bituminöser Kalk" und „fester grauer Schieferstein" geht sicher hervor, daß noch einmal Stinkschiefer von etwa 6 m Mächtigkeit auftritt.

Ein vollständigeres Profil, das bis zur Oberkante des Mittleren Zechsteins reicht, gibt die Bohrung VII. Hier stehen unter dem Älteren Steinsalz 4,5 m = etwa 3 m wahre Mächtigkeit, dünngeschichteter Anhydrit an, den man wohl mit Recht als Basalanhydrit (s. unten) des Oberen Zechsteins ansehen kann, es sei denn, daß die mit Steinsalz gefüllten Klüfte an der Basis das Vorhandensein einer größeren Störung bedeuten. Jedenfalls folgt im Liegenden 9,5 m = 6 m wahre Mächtigkeit Stinkschiefer. Dieser ist dadurch ausgezeichnet, daß er auf breiten Klüften schöne Drusen von meergrünem Flußspat führt, der zwar keine freien Kristallflächen zeigt, aber doch erkennen läßt, daß die einzelnen Kristalle bis 3 cm Durchmesser haben und dadurch bemerkenswert ist, daß er mit Steinsalz zusammen auftritt. Das Salband wird gebildet von Gips, Anhydrit und etwas Kalkspat. Das Vorkommen von Flußspat im Stinkschiefer ist bei Lieth schon länger bekannt und wird von Ernst auch bezüglich der Frage der Entstehung eingehend behandelt.

Weiter im Liegenden wechsellagert Stinkschiefer zweimal mit Anhydrit innerhalb einer Schichtenfolge von etwa 3 m Mächtigkeit. Dann durchteufte die Bohrung VII wiederum Anhydrit, und zwar in einer wahren Mächtigkeit von etwa 18 m. Dieser z .T. kalkige Anhydrit zeigt durchweg ebenfalls sehr feine, gleichmäßige und ebene Schichtung, die besonders schön in den hellgrauen Kernen zu erkennen ist. Es wechseln helle Anhydritlagen von weniger als 1 mm Mächtigkeit mit papierdünnen, dunklen Kalkhäuten in sehr regelmäßiger Weise ab.

Ob freilich diese Reihenfolge die ursprüngliche darstellt, ist fraglich, denn an der Unterkante ist das Gestein, ebenso wie der es unterteufende, tiefere Stinkschiefer, zerklüftet und gequält, so daß hier höchstwahrscheinlich eine Störung vorliegt. Dieser Stinkschiefer hat etwa 2½ m wahre Mächtigkeit. Sein Liegendes wurde nicht mehr erschlossen. In ihm tritt wiederum Flußspat, aber diesmal in viel kleineren und violett gefärbten Kristallen auf, wobei das Salband aus Kalkspat-Skalenoedern besteht, während andere Klüfte Steinsalz führen. In dieser Bohrung wären also 30 m Mittlerer Zechstein aufgeschlossen. In Bohrung VIII, mit ihren größeren Kernverlusten, wurden Blasen- und Stinkschiefer nicht beobachtet, wohl aber an der Grenze zum Oberen Zechstein ein stinkschieferähnlicher stark kalkiger Anhydrit.[5])

Aus obigem geht mit großer Wahrscheinlichkeit hervor, daß der Stinkschiefer innerhalb der ihn offenbar an Mächtigkeit übertreffenden Anhydrite mehrere Male auftritt, und hierzu paßt es gut, daß Ernst in Lieth eine 2—3 m mächtige Ascheschicht im Stinkschiefer beobachtete, welche etwa

5) Fulda (1935) gibt zum ersten Male auch von Lieth Anhydrit des Mittleren Zechsteins an.

8—10 m über der Basis lag. Hervorgehoben sei übrigens noch, daß die von Ernst gelegentlich wahrgenommene Wellung der Schichtflächen auch im Stinkschiefer der Bohrung VII auftritt und daß diese, da sie durch mehrere Schichten gleichmäßig durchsetzt, offenbar nicht eine ursprüngliche Ablagerungserscheinung, d. h. Rippeln, darstellt, sondern, wie dies auch Ernst meint, auf tektonischen Druck zurückzuführen ist.

Oberer Zechstein

Zum ersten Male wurde bei Stade auch Oberer Zechstein festgestellt: In den Bohrungen VI und VII steht graues, grobspätiges, schwach bituminöses Steinsalz mit Anhydritschnüren an — letzteres meistens zu Nestern und Linsen zerrissen —, das durchaus dem Älteren Steinsalz des südlichen Hannovers und des übrigen Mitteldeutschlands gleich — und darum unbedenklich dem Oberen Zechstein zugestellt werden kann. Denn für die Annahme des Vorhandenseins eines „ältesten Steinsalzes", also eines Salzes des Mittleren Zechsteins, liegen bisher keinerlei Gründe vor. Zwischen diesem Steinsalz und dem Stinkschiefer schaltet sich, wie es dem Normalprofil durchaus entspricht, 4,5 m = etwa 3 m wahre Mächtigkeit, grauer, dünnschichtiger Anhydrit, der Basalanhydrit des Zechsteins, ein. Wie mächtig das Ältere Steinsalz ursprünglich gewesen ist, läßt sich aus den wenigen bisherigen Bohrungen nicht ersehen, zumal es recht gestörte Lagerungsverhältnisse aufzeigt und der Auslaugung wohl ein erheblicher Teil zum Opfer gefallen ist. Man hat nur den Eindruck, daß es im Verhältnis zum Steinsalz des Rotliegenden im Aufbau des Stader Gebirges heute keine große Rolle spielt. Wahrscheinlich könnten erst sehr tiefe Bohrungen an den Flanken der permischen Aufragungen von Stade, Lieth oder Heide Aufklärung bringen. Da die großen Steinsalzmächtigkeiten mit der Stinkschieferfazies im Mittleren Zechstein verbunden zu sein pflegen, kann man rückschließend mit ursprünglicher großer Mächtigkeit des Älteren Steinsalzes rechnen, wie dies Heidorn (1935) neuerdings schon für Lieth getan hat, obwohl dort dieses Salz noch nicht festgestellt ist. Nach den weiteren Ausführungen Heidorn's über die Faziesverknüpfungen im deutschen Zechstein kann man aus der geringen Mächtigkeit des Stader Basalanhydrites vielleicht den gleichen Schluß ziehen.

Bei Lieth folgen in den Aufschlüssen in scheinbar normaler Auflagerung über dem Stinkschiefer rote Tonmergel mit Sandstein und Gips, die, u. a. als Oberer Zechstein angesprochen worden sind. In der Tat wäre eine solche Ausbildung etwa des höheren Teils des Oberen Zechsteins wohl zu verstehen, ist doch das Jüngere Steinsalz normalerweise vielfach rot gefärbt und tritt hier eben der rote Salzton auf.

Es würde sich dann also um eine salzärmere und dafür an klastischen Bestandteilen reichere Fazies handeln. Wie in der Einleitung gesagt, hatte der Verfasser und nach ihm auch Ernst sich für eine solche Einstufung ausgesprochen. Nachdem nun in Stade nachgewiesen ist, daß zum mindesten das Ältere Steinsalz in gewohnter Ausbildung noch vorhanden ist, und da auch in Segeberg noch offenbar die normale Entwicklung des Oberen Zechsteins vorliegt, wird die obige Ansicht schon etwas unwahrscheinlicher. Wäre sie richtig, so müßte überdies bei normaler Lagerung an der Grenze zwischen dem Stinkschiefer und dem Roten Gebirge mindestens irgend ein Auslaugungsprodukt oder Residuum der mächtigen fehlenden Schichten vorhanden sein. Dies ist aber nicht der Fall. Die Grenze muß also eine Störung sein. Hierfür

spricht auch die Beobachtung von Ernst, daß in Lieth an der Basis des roten Tones eine schmale Zone auftritt, in der rote und grünliche Streifen stark durcheinander geknetet erscheinen. Auch Becksmann 1934, S. 14 hält die Lagerung nicht für normal und meint, es handele sich vielleicht um eine durch das Inlandeis dorthin verfrachtete Scholle aus dem weiter nordöstlich, d. h. im Liegenden des Zechsteins + Oberrotliegenden anstehenden roten Gebirge. Es ist somit ebensogut möglich, ja wahrscheinlich, daß die roten Schichten nicht mehr dem Hangenden, sondern dem Liegenden angehören.

Zusammenfassung

Das Zechsteinprofil von Stade (und Lieth) gestaltet sich jetzt etwa folgendermaßen:

	Stader Bohrungen		Tagesaufschlüsse bei Stade und Lieth, nach Ernst	
		Mächtigkeit		Mächtigkeit
Oberer Zechstein	Älteres Steinsalz	?	nicht vorhanden	—
	Basalanhydrit	3 m	nicht vorhanden	—
Mittlerer Zechstein	Wechsellagerung von Anhydrit und Stinkschiefer	± 60 ? m	Stinkschiefer Asche	10—30 m 8—20 m
	Anhydritknotenschiefer und Blasenkalk	1,25 m	Blasenschiefer und Blasenkalk	2,5—3 m
Unterer Zechstein	Zechsteinkalk	ca. 4 m	Wie in den Bohrungen	4 —5 m
	Kupferschiefer	0,35 m		0,3—0,5 m
	Vertreter des Zechstein-Konglomerates	0,9 m		0,5—1,1 m

Die Entwicklung des Zechsteins von Stade und Lieth läßt trotz der nördlichen Lage noch keinerlei Hinweise auf die Nähe eines oberpermischen Landes erkennen. Die feinklastische Ausbildung des Zechsteinkonglomerates und das Fehlen sandiger Schichten im weiteren Profil lassen im Gegenteil vermuten, daß der Zechstein in diesen Gegenden noch durchaus zum norddeutschen Hauptbecken gehört. Dies um so mehr, als das durch Heck (1933) bekannt gewordene, noch viel weiter nördlich gelegene Vorkommen von Osterende auf der Halbinsel Eiderstedt anscheinend noch ganz ähnlich ausgebildet ist.

B. Das Liegende des Zechsteins

Wie oben bereits gesagt, hatte Ernst sowohl in Lieth wie in Stade eine etwa 3 m starke Folge von Kalksandstein, Mergel und „Bänderschiefer" mit Sicherheit als Rotliegendes bestimmen können und bemerkt, daß im Liegenden weitere braunrote sandige Gesteine folgen. Diese Schichten waren namentlich

in Bohrung IV gut wiederzuerkennen, während in Bohrung VIII, in der Kernverluste eine größere Rolle spielen, die Bänderschiefer nicht festzustellen waren.

In den Einzelheiten kommen, wie nicht weiter verwunderlich, Abweichungen vor. Abgesehen vom Bänderschiefer kann als bezeichnend für diese Schichten ein gefleckter Kalksandstein von etwas wechselnder Färbung gelten, der in einer Reihe von Bohrungen selbst in kleinen Bruchstücken wiederzuerkennen war. Dieses Gestein findet sich bis zu etwa 15 m im Liegenden des Zechsteins hinab, damit also nicht nur im Hangenden des Bänderschiefers, sondern noch einige Meter darunter. In Bohrung IV tritt dann noch eine Bank von Salzsandstein (s. unten) hinzu. Der Bänderschiefer lieferte hier weder Fossilien noch Steinsalzpseudomorphosen (vgl. Ernst).

Unter dieser gut kenntlichen schmalen Serie folgt nun die außerordentlich viel mächtigere Masse des eigentlichen roten Salzgebirges, das in keiner der Bohrungen durchsunken worden ist. Es besteht aus braunrotem und ziegelrotem, mehr oder minder feinsandigem Tonmergel, in dem in verschieden starkem Maße große rötliche, hellgraue und klare Steinsalzwürfel eingebettet sind, wie dies Gagel näher beschrieben hat. Nur unscharf gegen diesen Salzmergel abgegrenzt sind die ihm eingeschalteten Lager reineren Steinsalzes, das die gleichen Farben aufweist wie die Würfel. In Bohrung IV sind etwa 20 derartige Lager zu zählen, die ungefähr die Hälfte der ganzen Salzabteilung ausmachen. In Bohrung II und III ist der Betrag sogar noch etwas höher. Vgl. Taf. 49.

Ferner sind dem Salzmergel eingelagert sehr zähe, mehr braunrote, schwach kalkhaltige Sandsteine mit auffallendem grobspätigen glänzenden Bindemittel in derselben Art, wie es gewisse Sandsteine mit spätigem Kalkbindemittel auszeichnet. Hier erweist es sich aber, wie man sich durch Einlegen in Wasser leicht überzeugen kann, nicht als Kalk, sondern als Steinsalz. Derartige Sandsteine sind, wie die Nachprüfung zeigte, von Gagel nach allerdings sehr dürftigen Bohrproben als quarzitische Sandsteine aufgeführt worden, die somit dem roten Salzgebirge von Stade — aber wohl auch von Lieth und Heide — in Wahrheit fehlen dürften. Die Mächtigkeit der Sandsteine, also auch der salzfreien, die wahrscheinlich ehemals ebenfalls Salz geführt haben, ist, weil die Schichtung gewöhnlich fehlt, nicht leicht bestimmbar. Immerhin scheint es sich z. T. um ziemlich dicke Bänke zu handeln. So treten in Bohrung II bei einem allgemeinen Einfallen von 30—35° in der Teufe von 452,50—460 m etwa 7,50 Sandstein auf, was einer Mächtigkeit von gegen 6,3 m entspricht. In Bohrung IV war eine Bank 15—16 m dick, doch ist hier das Einfallen wahrscheinlich doppelt so steil. Sehr viel Sandstein würde sich für das rote Gebirge in Bohrung VIII ergeben, wenn die Angaben des technischen Verzeichnisses richtig sind. Diese sind schwer nachzuprüfen, weil die oberen 77 m nur als Spülproben vorliegen. Eine Zunahme der sandigen gegenüber den mergeligen Anteilen wäre aber hier oben näher am Ausgehenden, wo sämtliche Salze ausgelaugt sind, durchaus nicht merkwürdig, muß sogar gefordert werden.

Gips fand sich, soweit Kerne vorlagen, auffallend wenig, in einem Falle enthielt ein Mergelkern aber kleine Anhydritknauern. Die Spülproben der Bohrungen enthalten jedoch meistens mehr oder minder reichlich Gipsspat.

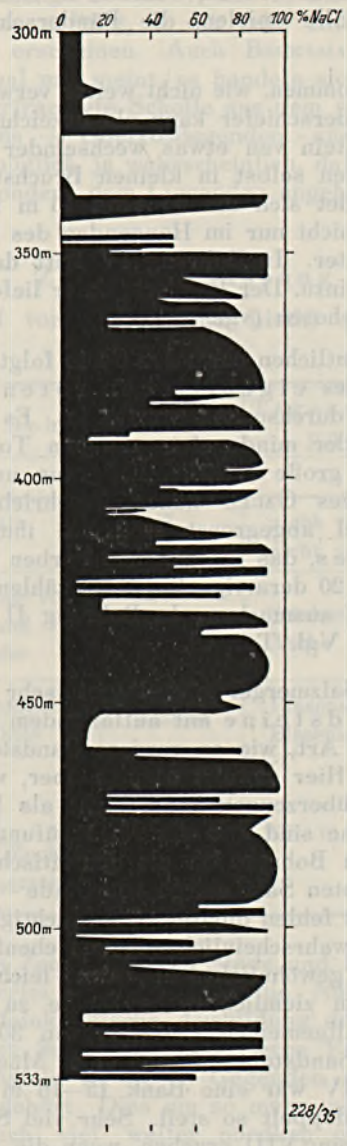


Abb. 1: Schematische Darstellung der Salzgehalte des Rotliegenden in Bohrung Saline Campe II. Schwarz: Salzgehalt. Weiß: Mergel.

Ein anderes, besonders durch seine gute und dünne Schichtung auffallendes Gestein ist roter, hell- oder violettroter Mergelschiefer mit dünnen sandigen Streifen, ein Gestein, das z. T. an den Mergelschiefer erinnert, den Gagel als Quarzporphyrtuff angesehen hatte, in dem jedoch kein vul-

kanisches Material zu finden war (Haack & Finckh 1929). Da das genannte Gestein nahe der Endteufe der Bohrung IV, wenn auch noch innerhalb der Salzmergel auftrat, so könnte man auf den Verdacht kommen, daß sich hier bald ein Wechsel anbahnt zu etwas anders beschaffenen Schichten.

Aus Bohrung Campe I wird u. a. auch „Kalkstein" bzw. „hellgrauer Kalkstein" angegeben, von denen aber keine Proben vorhanden waren. Im Hinblick auf neue Bohrungen bei Heide in Holstein, wo im Hangenden von rotliegendem Salzmergel dolomitische Mergel und Kalke auftreten, wäre es denkbar, daß diese tatsächlich auch bei Stade im Rotliegenden vorkommen.

Nicht unerwähnt möchte ich lassen, daß in den Spülproben von Bohrung „Sanders Anlage", ferner in einem Kern der Bohrung IV bis zu 1/2 mm messende, meist aber noch kleinere, hochglänzende Eisenglanztäfelchen im Salzmergel auftreten. Dies erinnert sehr an eine ähnliche Erscheinung im norddeutschen Buntsandstein, namentlich in dem der Pyrmonter Achse, wo das Mineral reichlicher und in schon größeren Täfelchen, u. a. ebenfalls in roten Tongesteinen, und zwar in Drusen auftritt, die anscheinend an die Stelle von ausgelaugtem Anhydrit getreten sind.

Im Liegenden des Zechsteins kann man somit zwei Unterabteilungen unterscheiden: Die obere, nur etwa 15 m mächtige enthält feste gefleckte Kalksandsteine und die weitaus mächtigere untere enthält vor allem Steinsalzlager, Salzmergel und Salzsandsteine. Die wahre Mächtigkeit dieser Unterabteilung, die wir schlechtweg als Salzmergel bezeichnen können, läßt sich, weil noch nirgends ihr Liegendes erbohrt ist, heute noch nicht angeben. Aber auch die der jeweils erbohrten Teile ist wegen der unregelmäßigen Lagerung kaum bestimmbar. Bei Bohrung II würde sie, wenn man ein allgemeines Einfallen von 30—35° zugrundelegt, 200 m betragen, in Bohrung III mit im Mittel 35° etwa 240 m, bei Bohrung IV mit im Mittel 40° Einfallen gegen 400 m. Über 300 m kämen selbst bei etwas steilerer Lagerung bei den Bohrungen Solvay und Sanders Anlage heraus. Mit 400 m ist also wohl die Mindestmächtigkeit nicht zu hoch veranschlagt. Allerdings ist dabei vorausgesetzt, daß der Salzmergel nicht durch Faltung und Überschiebung Verdoppelungen erfahren hat. Sieht man sich die hier gegebenen Profile an und denkt an die bedeutende Breitenentwicklung der permischen Aufragungen — es handelt sich bei Stade und Lieth wohl um mindestens 2 km —, so führt schon der Eindruck alleine zur Annahme großer Mächtigkeit. Die alte Liether Tiefbohrung von 1340 m[6]) Teufe kann man schlecht heranziehen, weil sie offensichtlich in einer sehr steil stehenden Scholle angesetzt ist. Viel eher kann man dies mit der Bohrung Holsatia I bei Heide tun, wo nach Gagel (1925) 1160 m rote salzführende Schichten in flacherer Lagerung auftraten. Selbst, wenn man hier ein Einfallen von 50° annehmen wollte, das Gagel zwischen 947,5 und 1240 m angibt, käme man hier noch auf eine Mächtigkeit von 746 m!

Zur Altersfrage

Wie bereits in der Einleitung gesagt, hatten Fulda und neuerdings wieder Becksmann die Möglichkeit in das Auge gefaßt, daß das rote Salzgebirge

6) Koch (1925, S. 3) „1333 m Bohrtiefe + 2 m Schacht".

dem Devon in Old Red-Fazies zuzurechnen sei.[7]) Im Hinblick auf das Vorkommen von Steinsalz im baltischen Devon wäre dies an sich ja recht gut denkbar. Gegen eine solche Deutung sprechen aber mehrere Gründe, und zwar folgende:

1. Die bestimmt rotliegenden Schichten, d. h. die 15 m des Hangenden, sind durch eine gewisse Wechsellagerung mit dem Salzmergel verknüpft. So kommt in diesem Rotliegenden ganz abgesehen vom roten Tonmergel selbst, ein Salzsandstein von gleichem Aussehen wie dem der Salzmergel vor, und als Anklang an salinare Fazies, auch im sicheren Rotliegenden, finden sich im Bänderschiefer nach Ernst wenn auch nicht Steinsalzwürfel, so doch deren Pseudomorphosen.

2. Andererseits wurden bisher im Salzgebirge keine der für das Devon von Schobüll kennzeichnenden Gesteine, z. B. keine der gefleckten dolomitischen Mergel und kein Sandstein von der Beschaffenheit der dortigen Kalksandsteine beobachtet. Vor allem ist bisher nirgends im Salzmergel ein Fischrest gefunden worden, während bei Schobüll, wenn auch selten, Schuppen von *Osteolepis* vorkommen (Haack 1925).[8])

3. Wenn man den roten Salzmergel als Devon auffaßte, müßte zwischen dem Rotliegenden und dem Salzmergel eine sehr beträchtliche Schichtlücke vorhanden sein. Da es sich um Oberrotliegendes handelt, würde diese das ganze übrige Rotliegende, das ganze Karbon und vielleicht noch einen Teil des Devons selbst umfassen. Abgesehen von der nicht beweiskräftigen Verschiedenheit des Streichens (s. Anmerkung 7) deutet aber nichts auf eine solche Lücke hin, und umgekehrt sind ja die beiden roten Unterabteilungen durch gemeinsame Gesteine miteinander gut verknüpft. Wir haben hier keine Schichtlücke und keine Diskordanz, wie auch die gleichartige Entwicklung der Zechstein-Rotliegend-Grenze in Stade und Lieth — sie liegen 19 km auseinander — ebensowenig gestattet, eine auch nur geringe Diskordanz an der Basis des Zechsteins anzunehmen.

---

7) Es besteht aber zwischen Becksmann und dem Verfasser Übereinstimmung wenigstens darin, daß die roten Tonmergel nicht zum Oberen Zechstein gehören. Als Grund für ein höheres Alter als Rotliegendes führt er an, daß die roten Gesteine in den ehemaligen Aufschlüssen bei Stade nicht konkordant lagern zu der Folge Rotliegendes — Mittlerer Zechstein, woraus er auf eine Diskordanz zwischen Rotliegenden und dem übrigen roten Gebirge schließt. Bei derart plastischen Gesteinen wie denen dieses salzreichen Gebirges ist aber ein schnell wechselndes Streichen durchaus nicht beweiskräftig. Störungen durch Auslaugung von Gips kommen übrigens außerdem in Frage.

8) Beckmann (1934) deutet die Möglichkeit einer Etikettenverwechslung bei dem von Meyn gesammelten Handstück mit den Schuppen an. Für eine solche Annahme besteht aber nicht der allergeringste Grund, denn das Gestein ist eben gerade jener bezeichnende dolomitische Mergel. Auch fand Verf. immerhin in selbst gesammelten Gesteinsstücken wenn auch unbestimmbare Reste. Die Bestimmung als *Osteolepis* konnte von Gross bestätigt werden. Seine Stellungnahme siehe in Haack 1933. Inzwischen hat Heck (1935) bei Rott, 15 km OSO von Husum eine weitere Scholle desselben Gesteins entdeckt, die er ebenfalls in das Old Red stellt und aus der Provinz selbst herleitet.

Es erscheint somit durchaus nicht zweifelhaft, daß das Stader und auch das Liether Salzgebirge zum Rotliegenden gehören, daß also Gagel, der allerdings andere und z. T. nicht stichhaltige Gründe angeführt hatte, mit seiner Altersdeutung wieder recht bekommt. Diese Feststellung schließt aber natürlich nicht aus, daß es hier im Norden auch im Oberen Zechstein ähnliche rote Gesteine gibt, es ist sogar im Hinblick auf normale Entwicklung mit rotem Zechsteinletten und roten Farben im Jüngeren Steinsalz recht wahrscheinlich. Ob sie allerdings irgendwo in Lieth und Stade aufgeschlossen sind, ist zweifelhaft, denn die roten Gesteine der heutigen Gruben gleichen denen aus den Bohrungen, abgesehen davon, daß ihnen selbstverständlich alles Steinsalz fehlt, durchaus.

Fragen wir nun nach der näheren Einstufung des Salzmergels in das Rotliegende, so läßt die enge Verknüpfung mit dem sicheren Oberrotliegenden und das Fehlen jeglicher humoser oder kohliger Ablagerungen den Schluß zu, daß hierin wenigstens tiefes Unterrotliegendes nicht vertreten ist.

II. Die Tektonik im Gebiete der Stader Bohrungen

Zechstein eingefaltet in Rotliegendes

Gagel hatte trotz der im Vergleich zu den heute vorliegenden Kernen mangelhaften Bohrproben bereits erkannt, daß man bei Stade z. T. mit überkippter Lagerung des Zechsteins rechnen muß. Ein Blick auf die hier gegebenen Profile zeigt, daß diese Annahme durchaus gerechtfertigt ist. Der so scharfsinnige schleswig-holsteinische Geologe Ludwig Meyn (1870, S. 463) sprach in bezug auf das sicherlich ähnlich gebaute Lieth von „Falten" des Zechsteins. Auch dieser Ausdruck ist für Stade völlig angebracht, und es ist klar, daß hier älterer Zechstein und Rotliegendes unter sonst durchaus ungewöhnlichen Lagerungsverhältnissen angetroffen werden. Wir besprechen nun kurz die einzelnen Profile:

Das auf Tafel 49 dargestellte Profil 1 ergibt ganz ungezwungen eine liegende Falte. Bei Bohrung II wurde nach dem Bohrmeister-Profil angenommen, daß der Untere Zechstein, wie es bei einer derartigen Tektonik nicht weiter wundernimmt, ausgeschleift worden ist. Sollte er in Wirklichkeit, was beim Vergleich mit den Angaben zu den anderen Bohrungen sehr leicht möglich ist, dennoch vorhanden sein, so wäre der Fehler ja nicht groß. Daß der Mittlere — und Untere — Zechstein nach Bohrung VI zu in die Tiefe setzen müssen, ergibt das Vorhandensein des Oberen Zechsteins noch bei der Endteufe von VI. Unsicher ist aber, ob sie dann sehr bald wieder, wie angedeutet, aufsteigen. Die Bohrung V, Profil 3, macht dies aber wahrscheinlich. Auch paßt hierzu sehr gut die Angabe von Meyn (1872, S. 15), daß an den südlichen Häusern von Campe Stinkschiefer und nach Osten anschließend roter Ton angestanden haben bzw. erbohrt worden seien. Die Bohrung wurde nach Meyn bei 380 Fuß im roten Gestein eingestellt. Das Abteufen eines Brunnens ergab 30 Fuß Sand, 10 Fuß Stinkschiefer und 24 Fuß „grauen Kalkstein in dicken Bänken, der nachmals gebrannt und verbraucht wurde". Dies ist offensichtlich der Zechsteinkalk gewesen. Er stellt dieses Vorkommen auch auf dem seiner Arbeit beigegebenen Kärtchen dar,

während es auf der Geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Hagen, nicht erscheint. Verfasser hatte leider keine Gelegenheit, diesem Punkte nachzugehen. Doch besteht kein Anlaß, an der Angabe eines so guten Beobachters wie Meyn zu zweifeln. Die an sich schon sehr kleinen Aufschlüsse dürften im Laufe der Zeit verschwunden sein. Dafür, daß in Bohrung VII der Mittlere Zechstein nicht etwa umgekehrt einfällt, spricht auch das Vorhandensein des gleichen Salzspiegels in dieser Bohrung und in den Bohrungen Solvay, VI und VIII. Der gesamte Zechstein erscheint somit in das Rotliegende gleichsam eingewickelt. Es entsteht ein Bild, wie wir es so vielfach von den Kalilagern unserer norddeutschen Salzstöcke kennen, mit anderen Worten, wir haben offensichtlich eine Salztektonik vor uns, die aber diesmal nicht die Zechsteinsalze alleine ergriffen hat, sondern auch das ihnen in Bezug auf die Verformbarkeit sicherlich sehr nahekommende Rotliegende.

Diese Feststellung bleibt auch bestehen, wenn man die Bohrung VII in anderer Weise in das Profil einfügt. Es ist dann immer noch die liegende Falte übrig.

Profil 2 liegt etwa querschlägig zu Profil 1, und zwar so, daß es das Ältere Steinsalz nicht mehr schneidet. Ob die Verwerfung zurecht besteht, die durch die Bohrungen I und III zieht, ist, da von diesen Stellen keine Bohrproben vorlagen, nicht ganz sicher, doch ist dies von untergeordneter Bedeutung. Sicher ist jedenfalls, daß auch in diesem Profil die Grenze Zechstein-Rotliegendes zweimal, und zwar in solcher Anordnung durchörtert wurde, daß man hieraus alleine schon auf eine Falte schließen würde. Aus den beiden Profilen geht hervor, daß das Streichen hier mehr oder weniger Ost-West gerichtet ist. Schröder gibt in den Erläuterungen zu den Blättern Stade und Hagen das Streichen in der Ziegeleigrube Hohenwedel und in der an der Horst mit NO-SW bzw. ONO-WSW an. Ernst fand an der Horst im Zechstein ein NNW-Streichen.

Profil 3 liegt ebenfalls etwa im Streichen; nur erstreckt es sich über einen weiteren Bezirk, da es auch die Bohrungen Solvay und Sanders Anlage darstellt. Auch hier sieht man wieder die beiden Flügel der Falte, der höhere ist allerdings recht unvollständig. Das Rotliegende scheint auch ursprünglich nicht weit nach rechts und links gereicht zu haben, sondern wie der untere Flügel eingemuldet gewesen zu sein. Denn aus den höheren Teufen der Bohrungen Sanders Anlage, Solvay und VII, welche den Gipshut und Einsturzbildungen durchörtert haben dürften, wird nichts erwähnt, was auf Rotliegendes schließen läßt, und „roter Ton" wäre sicherlich auch von den Bohrmeistern angeführt worden.

Haben wir in dem dargestellten Bezirk Salztektonik, so darf man wohl auch das ganze Stader Permvorkommen — und zugleich das ebenfalls verwickelt gebaute von Lieth als Salzstock auffassen. Es liegen hier dann Salzstöcke eines neuen Typus vor, die nicht nur Salz des Oberen Zechsteins, sondern auch noch den tieferen Zechstein und das mächtige Rotliegende mitumfassen. Es drängt sich hier sogar der Gedanke auf, daß falls unter dem Rotliegenden etwa ein salzführendes tonig-sandiges Devon folgt, wie es die Scholle von Schobüll bei Husum vermuten lassen könnte, auch dieses noch von der Salzstockbildung

mitergriffen sein könnte. Dies würde das Auftreten einer solchen diluvial verschleppten Scholle wie derjenigen von Schobüll leichter verständlich machen, als wenn man nur mit Bruch oder Bruchfaltentektonik rechnen müßte.

Über die Flanken des Stader Salzstockes wissen wir leider sehr wenig. Sicher ist wohl in der Nähe Muschelkalk vorhanden. Dies hat schon Meyn (1872, S. 16) aus mehrfachen Funden von Muschelkalkgeschieben im Diluvium bei Campe und Riensförde geschlossen, wobei er gute Gründe dafür anführt, daß es sich nicht etwa um durch Menschen verschleppte Stücke handelt. Im übrigen darf man sich die Flanken wohl derart vorstellen, daß an ihnen zunächst der Zechstein aufsteigt, seine Hauptverbreitung also hier liegt. In großen Zügen gesehen, griff er ursprünglich auch wohl über den Rotliegend-Pfeiler hinweg, da er sonst nicht, wie im Bezirk der Bohrungen, in den Salzmergel eingefaltet sein würde.

Die genauere Erforschung der Tektonik des ganzen permischen Aufbruches muß späteren Bohrungen und geophysikalischen Arbeiten vorbehalten bleiben. Wie mir Herr Prof. Dr. Barsch freundlichst mitteilte, ließen die in diesem Jahre (1935) von der „Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme" bei Stade ausgeführten Drehwaagemessungen bereits einen sehr steil aus der Tiefe aufsteigenden Salzgebirgspfeiler erkennen. Doch sind diese Untersuchungen noch nicht abgeschlossen.

Vieles deutet darauf hin, daß derartige aus Unter- und Oberperm zusammengesetzte Salzstöcke in Norddeutschland weitere Verbreitung haben. Dies wäre besonders dann zu erwarten, wenn der Purmallener Mergel, wie Gagel meint, wirklich mit dem von Stade und Lieth gleichaltrig sein sollte.

III. Schichtenverzeichnisse der Bohrungen

Bohrung Saline Campe I

Gleich „Bohrung der Saline Campe bei Stade" bei Gagel 1925, S. 152

Begonnen 14. November 1870, beendet 10. März 1872

Bohrmethode: Meißel

Verzeichnis nach Gagel 1925. Deutung von Haack

0 — 1,85 m	„Diluvium".	Diluvium
— 2,76 m	„Roter Schieferton".	Rotliegendes
— 4,55 m	„Roter, feinkörniger Sand".	
— 49,12 m	„Roter Schieferton, z. T. mit Kalkstein".	
— 119,60 m	„Roter Schieferton mit spätigem Gips".	
— 123,26 m	„Lockerer, roter Sand".	
— 126,80 m	„Roter Schieferton mit Gips".	
— 128,50 m	„Roter, lockerer, feinkörniger Sand".	
— 129,46 m	„Roter Sandstein".	
— 130,56 m	„Hellgrauer Kalkstein".	
— 135,27 m	„Roter Sandstein".	
— 137,00 m	„Wechsellagerung von rotem Sandstein und Kalk".	
— 138,56 m	„Roter und hellgrauer Sandstein".	
— 138,88 m	„Schwarzer, bituminöser Schieferton"=Kupferschiefer.	Unterer Zechstein
— 140,23 m	„Fester, hellgrauer Mergelschiefer".	
— 151,43 m	„Fester, dunkelgrauer Kalk mit Kupferkies" = Zechsteinkalk.	

— 152,69 m	„Grauer Kalk mit Gips“.	
— 153,47 m	„Hellgrauer Mergelschiefer mit Gips“.	Mittlerer Zechstein
— 154,73 m	„Hellgrauer und schwarzer Mergelschiefer, wechsellagernd“.	
	Verwerfung?	
— 162,26 m	„Rötlichgrauer, sandiger Mergel“.	Rotliegendes?
— 162,89 m	„Schwarzer, bituminöser Ton“ = Kupferschiefer.	Unterer Zechstein
— 167,90 m	„Zerklüfteter grauer Kalk, gesättigte Sole“ = Zechsteinkalk.	
— 180,76 m	„Zerklüfteter grauer Kalk mit Gipsschichten und grauem Mergelschiefer“ = Stinkschiefer.	Mittlerer Zechstein

Akten der Stader Saline G.m.b.H. geben im Bohrmeisterprofil an: bei 478′ geringer Salzgehalt. Bei 512′ stärkerer Salzgehalt. Bei 525′ Salzgehalt auffallend stärker. Bei 535′ Sole gesättigt. Endteufe 535′ 6″ = 180,76 m.

Bohrung Saline Campe II

Gleich „Bohrung Saline Campe (1879)“ bei Gagel 1925, S. 152
Bohrmethode: Alte Bohrung Meißel, Vertiefung Krone
Verzeichnis nach Gagel 1925 mit kleinen Ergänzungen, die Kernbohrung nach dem von der Stader Saline G. m. b. H. aufbewahrten Verzeichnis. Deutung des ganzen Profiles von Haack

0 — 6,50 m	„Roter Letten u. Schieferton“.	Rotliegendes
— 40,00 m	„Roter und grauer Sandstein“.	
— 44,00 m	„Roter, sandiger Schieferton“.	
— 54,00 m	„Roter, sandiger Schieferton mit Gips“.	
— 61,00 m	„Roter, sandiger Schieferton mit vorherrschendem Gips“.	
— 65,00 m	„Roter Schieferton“.	
— 79,00 m	„Roter, sandiger Schieferton mit Gips“.	
— 80,00 m	„Roter Sandstein“.	
— 84,00 m	„Roter, sandiger Schieferton mit Gips“.	
— 120,00 m	„Feinkörniger, roter Sandstein“, „rötlichgrauer und sandiger Schiefer“.	
— 130,00 m	„Roter Sandstein“.	
— 132,00 m	„Hellgrauer Mergelschiefer mit Bitumen und hellgrauer und dunkelgrauer Schiefer mit roten sandigen Schichten“.	Unterer Zechstein
— 135,00 m	„Hellgrauer Kalkschiefer“.	
— 136,00 m	„Dgl. mit schwarzem, bituminösem Schiefer“ = Kupferschiefer.	
— 137,00 m	„Dunkelgrauer Kalkstein“ = Zechsteinkalk.	
— 140,00 m	„Dunkelgrauer Kalkstein mit Kupferkies“ = Zechsteinkalk.	
— 143,00 m	„Blättriger, grauer Kalkstein“ = Stinkschiefer und Blasenkalk?	Mittlerer Zechstein
— 156,00 m	„Dunkelgrauer Kalkstein und Gips“.	
— 163,00 m	„Grauer Gips“.	
— 193,00 m	„Gips und Dolomit“.	
— 195,00 m	„Gips mit Kalkstein“.	

— 196,00 m	„Gips mit Kalkstein, ‚Asche' und bituminöser Ton", „dunkelgrauer, dolomitischer Kalkstein".	Mittlerer Zechstein
— 205,00 m	„Gips, grauweiß und hellgrau".	
— 220,00 m	„Grauer Kalkstein mit Schwefelkies und Spuren von Gips".	
— 248,00 m	„Gips, grau, z. T. bituminös".	

Vertiefung als Kernbohrung

Die eingeklammerten Zahlen hinter den steinsalzführenden Proben geben in % Na Cl den geschätzten Steinsalzanteil an. Die Schätzungen stützen sich auf zahlreiche Kontroll-Analysen

239,30—243,30 m	„Hellgrauer Anhydrit".	Mittlerer Zechstein
— 251,00 m	„Gips, grau und weißbunt, z. T. Anhydrit".	
— 258,00 m	„Kalkiger Anhydrit, dunkel, bituminös" = Stinkschiefer.	
— 260,30 m	„Grauer Anhydrit mit Gips".	
— 264,70 m	„Bituminöser Anhydrit, cavernös, Hohlräume z. T. mit Salz und Gips.	

Verwerfung?

— 267,30 m	„Hellgrauer, milder Mergel".	Rotliegendes
— 280,00 m	„Grau- und rotbunte kalkige Letten".	
— 303,50 m	„Hellrote kalkige, z. T. sandige Letten mit Gips und Salzgehalt".	
— 307,00 m	„Dunkelroter kalkiger, mürber toniger Sandstein, z. T. mit Gips und Salzspuren".	
— 311,80 m	„Rote kalkige Letten".	
— 314,80 m	„Rote Letten mit spärlichem Steinsalz" (10—20).	
— 318,70 m	„Hellrote, schwach kalkige Letten, z. T. mit Gips".	
— 319,70 m	„Rote Letten mit etwas Steinsalz" (20).	
— 322,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz" (50).	
— 336,80 m	„Rote feste Letten, von 333 m ab Gipsspuren, bei 334—336 m Klüfte mit Fasersalz".	
— 339,20 m	„Steinsalz mit spärlichen Letten" (90—95).	
— 340,00 m	„Steinsalz mit roten Letten" (75).	
— 342,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz" (50—0).	
— 346,00 m	„Rote, schwach kalkige Letten. Bei 342; 343,50; 346 Klüfte mit Fasersalz".	
— 346,40 m	„Rote Letten mit Steinsalz" (50).	
— 347,00 m	„Rote Letten".	
— 347,20 m	„Rote Letten mit Steinsalz" (ca. 50).	
— 348,50 m	„Rote Letten mit spärlichem Steinsalz" (20).	
— 349,00 m	„Rote Letten mit Gips und Steinsalz" (40).	
— 355,00 m	„Steinsalz mit spärlichen Letten" (80—85).	
— 357,50 m	„Steinsalz mit Letten" (50—70).	
— 359,50 m	„Steinsalz mit wenig Letten" (80).	
— 360,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz" (40—60).	
— 363,60 m	„Steinsalz mit wenig Letten" (80).	
— 364,70 m	„Rote Letten mit Steinsalz" (20—60).	
— 366,50 m	„Rote Letten mit Steinsalz" (40—60).	

— 366,00 m	„Rote Letten mit Salz und Gipsspuren“ (20).	
— 380,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80—90).	
— 381,50 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (50).	
— 382,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80).	
— 383,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (40).	
— 389,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (70—90).	
— 390,00 m	„Rote Letten mit Gips, Salz“ (30).	
— 391,00 m	„Rote kalkige Letten mit Salzspuren“ (ca. 10).	
— 391,50 m	„Steinsalz mit Letten“ (75).	
— 392,50 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80).	
— 397,50 m	„Steinsalz mit spärlichen Letten“ (90).	
— 398,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (70).	
— 399,00 m	„Steinsalz mit Lettenspuren“ (95).	
— 402,50 m	„Steinsalz mit Letten“ (70).	
— 403,50 m	„Steinsalz mit reichlichen Letten“ (40—60).	
— 405,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (70—90—80).	
— 406,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (70—80).	
— 406,80 m	„Steinsalz mit zunehmendem Lettengehalt“ (70—30).	
— 407,20 m	„Rote Letten mit Salzspuren“ (20). Bei 407 m „Kluft mit Fasersalz“.	
— 407,50 m	„Rote Letten mit Steinsalz“. (40)	
— 408,00 m	„Rote Letten mit Salzspuren“ (40).	
— 412,00 m	„Rote Letten mit Gips und Salz (30—50).	
— 413,50 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80—70).	
— 414,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (40).	Rotliegendes
— 415,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (50—60).	
— 417,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80—95).	
— 417,30 m	„Rote Letten mit Salzspuren“ (20). Bei 417,30 m „Kluft mit Fasersalz“.	
— 418,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (60—40).	
— 419,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (30—50).	
— 420,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80).	
— 421,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (50—70).	
— 422,00 m	„Steinsalz mit spärlichen Letten“ (80—95).	
— 422,80 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (90—70).	
— 424,50 m	„Rote Letten, bei 423,50—424 m Klüfte mit Fasersalz“.	
— 425,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (70—90—70).	
— 425,50 m	„Rote Letten“.	
— 427,00 m	„Steinsalz mit wechselndem Lettengehalt“ (ca 70).	
— 430,50 m	„Rote Letten, bei 427,50; 428; 429; 430,50 Klüfte mit Fasersalz“.	
— 434,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (75—95—80).	
— 435,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (60).	
— 448,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (70—90—80).	
— 449,50 m	„Steinsalz mit Letten“ (70).	
— 452,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (70—80—70).	
— 452,50 m	„Steinsalz mit zunehmendem sandigen Lettengehalt“ (60—30).	
— 460,00 m	„Roter kalkiger Sandstein“. Bei 454—456 und 457 bis 460 m „Klüfte mit Fasersalz“.	

— 461,90 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80).	
— 462,20 m	„Rote Letten mit wenig Steinsalz“ (30).	
— 463,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (50—90).	
— 469,50 m	„Steinsalz, fast rein“ (95—100), bei 466,50—468 m einzelne Lettenbrocken“.	
— 470,70 m	„Roter Sandstein mit etwas Salz“ (10) „und Salzklüften“.	
— 472,30 m	„Steinsalz mit Letten“ (60—70).	
— 472,50 m	„Roter Sandstein“.	
— 472,90 m	„Steinsalz fast rein“ (95).	
— 473,50 m	„Rote Letten mit Salzklüften“.	
— 474,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (60—80).	
— 475,50 m	„Steinsalz fast rein“ (95).	
— 478,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80).	
— 495,00 m	„Steinsalz teils rein, teils mit spärlichen Letten“ (90—100).	
— 496,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (60).	
— 497,00 m	„Steinsalz mit spärlichen Letten“ (90).	
— 498,50 m	„Steinsalz mit zunehmender Sandsteinbeimengung“ (80—30).	
— 498,80 m	„Roter Sandstein“.	
— 499,00 m	„Roter Sandstein mit Steinsalz“ (50—60).	Rotliegendes
— 501,00 m	„Steinsalz, fast rein“ (95).	
— 502,00 m	„Steinsalz mit steigendem Lettengehalt“ (80—30).	
— 502,40 m	„Rote sandige Letten mit Salzklüften“.	
— 504,50 m	„Rote sandige Letten mit Steinsalz“ (20—60—20).	
— 505,50 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (50).	
— 509,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (70—80—50).	
— 511,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (30—60).	
— 513,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (60—95—90).	
— 518,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (80).	
— 519,50 m	„Steinsalz mit zunehmendem Lettengehalt“ (75—30).	
— 521,75 m	„Rote Letten, bei 520,50 m Klüfte mit Fasersalz“.	
— 522,90 m	„Steinsalz mit wenig Letten“ (30—90—20).	
— 525,00 m	„Steinsalz, wechselnder Lettengehalt“ (ca. 60).	
— 528,00 m	„Steinsalz mit Letten“ (60—90—30).	
— 529,00 m	„Rote Letten mit Fasersalzklüften“.	
— 530,00 m	„Rote Letten mit wenig Salz“ (20—30).	
— 530,30 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (50—70).	
— 531,20 m	„Steinsalz mit Letten“ (90—40).	
— 531,50 m	„Rote Letten mit Salzspuren“ (10).	
— 532,80 m	„Rote Letten mit Steinsalz“ (30—90,30).	
— 533,00 m	„Rote Letten“.	
— 533,21 m	„Steinsalz mit Letten“ (60).	

„An den Bohrkernen beobachtete Fallwinkel:

240,00 m	Anhydritschichtung	0^0
241,00 m	„	20^0
243,50 m	„	10^0

244,00 m	Anhydritschichtung	Fältelung	20°
245,00 m	„		25°
249,00 m	„		30—40°
251,00 m	„		20°
253,00—254,00 m	„		15°
256,00 m	„		15°
257,00—258,00 m	„		20°
262,00 m	„		20°
263,50 m	Kluft im Anhydrit		ca. 75°
272,00—274,00 m	Bänderung der roten Letten		30°
334,00 m	Mit Salz ausgeheilte Klüfte		60°
343,00 m	Mit Salz ausgeheilte Klüfte		60°
475,00 m	Lettenschichten im Steinsalz		35°“
Endteufe 533,21 m			

Bohrung Saline Campe III

Begonnen am 11. September 1896, beendet am 31. August 1897
Vertiefung 1924

Bohrmethode: Alte Bohrung Meißel, Vertiefung Krone
Verzeichnis nach Gagel 1925, mit Ergänzungen nach den in der Preußischen Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Proben. Vertiefung nach Akten der Stader Saline G. m. b. H. Deutung des ganzen Profils von Haack

0 — 1,00 m	„Roter Tonmergel“.	Rotliegendes
— 3,90 m	„Roter Sandstein“.	
— 6,80 m	„Roter Mergel“.	
— 16,25 m	„Roter Schieferton und Tonmergel“	
— 53,00 m	„Roter Tonmergel“.	
— 60,50 m	„Roter Schieferton und Tonmergel mit Gips“.	
— 63,50 m	„Roter fetter Schieferton“.	
— 72,60 m	„Roter Sandstein, kalkig, tonig, sehr feinkörnig“.	
— 73,90 m	„Sandiger Schieferton“.	
— 81,50 m	„Sandiger Schieferton m. Gips“.	
— 87,30 m	„Roter, fetter Tonmergel“.	
— 90,90 m	„Roter Sandschiefer, Tonmergel, Gips und Marienglas“.	
— 94,30 m	„Roter Sandschiefer, Tonmergel und Gips“.	
— 110,90 m	„Roter, feinkörniger Kalk, Sandstein,[9]) z. T. mit Gips“. Probe 92,00—110,00 m zeigt roten feinsandigen Tonmergel mit Nestern von weißem Gipsspat.	
— 114,00 m	„Roter, loser Sand“. Probe zeigt hellroten, feinen Quarzsand.	
— 115,90 m	„Roter, fetter, schiefriger Tonmergel“. Probe 114,00 bis 116,00 m zeigt violettroten, schiefrigen Tonmergel.	
— 117,10 m	„Roter, harter Sandstein“. Probe loser, roter Sand.	
— 119,10 m	„Weicher, sandiger Tonmergel, braunrot“.	
— 120,45 m	„Sandstein“.	

9) Soll offenbar Kalksandstein heißen.

— 123,70 m	„Grauer, fester Mergelschiefer". Im Verzeichnis im Archiv d. Geol. L.-A. heißt es statt fester „fetter" Mergelschiefer = grauer Teil des Kupferschiefers.	Unterer Zechstein
— 127,00 m	„Grauer Kalk (ganz zerstoßener, dunkelgrauer Kalkstein)" = Zechsteinkalk.	
— 128,20 m	„Feiner, roter Sand und zerklüfteter Sandstein" = Nachfall?	
— 130,00 m	„Grauer, z. T. drusiger Kalk, z. T. feinkristallin, z. T. dicht". Probe zeigt dichten grauen Kalk, z. T. mit unregelmäßigen Löchern. In diesen Kalkspatdrusen und Kupferkieskristalle = Blasenkalk.	
— 131,40 m	„Rötlicher Quarzsand und Kalkbrocken"	
— 134,00 m	„Halbrötlicher Kalk und feiner rötlicher Sand".	
— 158,00 m	„Weißer Gips, hart und zähe". Probe ist verhärteter Gipsbohrschlamm.	
— 162,00 m	„Bituminöser Kalk und Gips". Probe zeigt Stinkschiefer und helle Gipsspäte, sehr fein zerstoßen.	Mittlerer Zechstein
— 167,00 m	„Roter Tonmergel mit Gips" (Nachfall?)	
— 173,20 m	„Bituminöser Kalk".	
— 175,00 m	„Desgl. mit Stücken von dünnschichtigem Gips".	
— 182,00 m	„Bituminöse Mergelschiefer, dunkle Kalke mit Kalkspatschnüren, dünnschichtiger, dolomitischer Gips. 22½% Sole". Probe zeigt Stinkschiefer, dunklen drusigen Kalk und grauen Gipsspat.	
— 190,00 m	„Bituminöser Mergelschiefer, dünnschichtiger, bituminöser Kalk mit Schwefelkies auf der Schichtfläche. 26% Sole".	
— 194,60 m	„Grauer Gips und Kalkstein, bei 191,00 m typischer, ganz dünn geschichteter Stinkschiefer des Zm mit Schwefelkies und Kupferkies imprägniert. 25% Sole".	
— 200,00 m	„Grauer Gips und Schiefer".	
— 240,00 m	„Grauer und weißer Gips".	

Vertiefung als Kernbohrung

Die eingeklammerten Zahlen hinter den steinsalzführenden Proben geben in % Na Cl den geschätzten Steinsalzanteil an. Durch 13 Analysen wurden die Schätzungen kontrolliert.

246,00—252,00 m	„Gips, grau bis weiß".	
— 255,00 m	„Kalkiger Anhydrit".	Mittlerer Zechstein
— 266,00 m	„Kalkiger Anhydrit, stark zerklüftet, Klüfte und Hohlräume z. T. mit Gips ausgefüllt".	

Verwerfung?

— 268,00 m	„Feinsandige, rote Letten, bei 268,00 m Salzader".	Rotliegendes
— 271,00 m	„Sandige rote Letten mit Salzgehalt".	
— 272,50 m	„Rot- und graubunte Letten, bei 272,50 m Salzspuren".	

— 274,00 m	„Sandige rote Letten mit Salzgehalt“.	Rotliegendes
— 276,00 m	„Feinsandige, rote Letten“.	
— 278,48 m	„Toniger, roter Sand“.	
— 300,80 m	„Rote Letten“.	
— 303,00 m	„Rote Letten mit körnigem Salz (60)“.	
— 304,00 m	„Feinsandige, rote Letten“.	
— 307,50 m	„Rote Letten mit körn. Salz (70)“.	
— 308,00 m	„Feinsandige, rote Letten“.	
— 311,10 m	„Brauner, sandiger Lehm mit Hohlräumen von ausgel. Steinsalzwürfeln“.	
— 311,50 m	„Rote Letten mit körn. Salz (70)“.	
— 312,50 m	„Großkrist. Salz mit Letten (80)“.	
— 316,20 m	„Steinsalz mit wenig Letten (40—100)“.	
— 316,80 m	„Sandige, rote Letten“.	
— 319,00 m	„Rote Letten mit körn. Salz (50—70)“.	
— 322,00 m	„Feinsandige, rote Letten“.	
— 330,00 m	„Grobkörn., teils faseriges Steinsalz mit spärlichen Letten“.	
— 362,00 m	„Grobkörn. Steinsalz mit Letten (80—60)“.	
— 367,00 m	„Rote Letten mit grobkörn. Steinsalz (60—30)“.	
— 372,00 m	„Rote, feins. Letten	
— 381,00 m	„Roter, toniger Sandstein } durchklüftet“.	
— 390,50 m	„Rote, feins. Letten	
— 397,00 m	„Rote Letten mit wenig Steinsalz (30—40)“.	
— 398,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz (50)“.	
— 402,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz (40—30)“.	
— 402,50 m	„Rote Letten mit Steinsalz (30—60)“.	
— 419,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten (60—80)“.	
— 425,00 m	„Steinsalz mit spärl. Letten (90)“.	
— 428,50 m	„Steinsalz mit Letten (80—60“.	
— 430,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz (30—50)“.	
— 435,00 m	„Steinsalz mit Letten (60—80)“.	
— 436,00 m	„Rote Letten durchklüftet“.	
— 437,00 m	„Steinsalz mit Letten (70)“.	
— 438,00 m	„Steinsalz mit dünnen Lettenbändern (95)“.	
— 442,00 m	„Steinsalz mit spärl. Letten (90)“.	
— 448,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten (80—70)“.	
— 451,00 m	„Steinsalz mit Letten (70—50)“.	
— 454,00 m	„Steinsalz mit Lettenbändern (60—80)“.	
— 455,00 m	„Steinsalz fast rein (90—100)“.	
— 457,00 m	„Steinsalz mit Letten (60)“.	
— 462,00 m	„Steinsalz mit Letten (70—80)“.	
— 468,00 m	„Steinsalz mit Letten (70)“.	
— 477,00 m	„Steinsalz oben feinkristallin, unten grobkörnig (90—100)“.	
— 481,00 m	„Steinsalz mit Letten (80—70)“.	
— 482,00 m	„Rote Letten“.	
— 485,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz (50—40)“.	
— 486,00 m	„Rote Letten mit wenig Steinsalz (30)“.	
— 487,50 m	„Rote Letten“.	

— 490,00 m	„Rote Letten mit wenig Salz (20)".	Rotliegendes
— 498,00 m	„Rote Letten mit Salz (40)".	
— 502,00 m	„Rote Letten mit wenig Salz (20)".	
— 505,00 m	„Steinsalz mit Letten (60—80)".	
— 506,00 m	„Steinsalz mit Letten (70—50)".	
— 508,00 m	„Klüftige, rote Letten mit wenig Salz (20)".	
— 512,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz (50)".	
— 513,50 m	„Steinsalz mit Letten (70)".	
— 514,50 m	„Steinsalz mit wenig Letten (90)".	
— 517,00 m	„Rote Letten mit wenig Steinsalz (40)".	
— 521,00 m	„Steinsalz mit Letten (70—80)".	
— 525,00 m	„Rote Letten, durchklüftet".	
— 530,00 m	„Steinsalz mit Letten (70)".	
— 533,00 m	„Rote Letten mit spärl. Salz (20)".	
— 540,00 m	„Steinsalz mit Letten (80—70)".	
— 541,00 m	„Feinsandige, rote Letten m. spärl. Salz (20)".	
— 541,80 m	„Roter toniger Sandstein".	
— 543,00 m	„Feinsandige, rote Letten mit spärl. Salz (20)".	
— 546,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten (80)".	
— 547,00 m	„Rote Letten durchklüftet".	
— 549,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten (80)".	
— 452,00 m	„Steinsalz mit spärl. Letten (100—80)".	
— 553,00 m	„Steinsalz mit Letten (80—40)".	
— 554,00 m	„Rote Letten".	
— 560,00 m	„Steinsalz, grobkristallin (100)".	
— 568,00 m	„Steinsalz mit Letten (80—40)".	
— 569,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten (90)".	
— 571,00 m	„Rote Letten".	
— 573,00 m	„Steinsalz mit wenig Letten (80)".	
— 575,00 m	„Steinsalz mit Letten (70—50)".	
— 577,00 m	„Ziegelrote Letten, teils sandig".	
— 579,00 m	„Rote Letten mit Steinsalz (30—50)".	

„An den Bohrkernen beobachtete Fallwinkel

250,00—260,00 m	Anhydrit-Schichtung	15°
276,00 m	Rote Letten-Schichtung	10°
280,00 m	Rote Letten-Schichtung	20°
285,00 m	Rote Letten-Schichtung	20°
287,00 m	Rote Letten-Schichtung	20°
317,00—322,00 m	Rote Letten-Schichtung	ca. 20°
372,00—390,50 m	Rote Letten und Sandstein	
	1) Zahlreiche mit Salz ausgeheilte Klüfte	40°
	2) Vereinzelte Klüfte steiler bis zu	80°
437,00 m	Lettenschichten mit Steinsalz	50°
451,00 m	Lettenschichten mit Steinsalz	55°
452,00 m	Lettenschichten mit Steinsalz	55°
453,00 m	Lettenschichten mit Steinsalz	50°
482,00 m	Rote Lettenschichtung	35°
541,50 m	Mit Salz ausgeheilte Klüfte	40°

570,00 m	Lettenschichtung	65⁰
576,00 m	Klüfte im Sandstein	65⁰".
	Endstufe 576 m.	

Bohrung Saline Campe IV

Begonnen am 25. Mai 1904, beendet am 9. Januar 1905
Vertiefung am 12. September 1905, beendet am 1. Oktober 1905
Weiter vertieft am 11. Januar 1926 bis 21. September 1926
Bohrmethode: Alte Bohrung Meißel, neue Krone

Verzeichnis der alten Bohrung nach Gagel 1925 mit Ergänzungen nach den Akten der Stader Saline G. m. b. H. Deutung von Haack. Kerne untersucht von Haack

	In „ " Angaben von Gagel bzw. vom Bohrmeister	
0 — 10,00 m	„Diluvium"	Diluvium
— 25,00 m	„Roter Tonmergel"	Rotliegendes
— 30,00 m	„Roter Tonmergel mit graugrünen Flecken".	
— 35,00 m	„Roter Tonmergel mit Gips".	
— 45,00 m	„Roter Tonmergel".	
— 50,00 m	„Desgl. mit Gips".	
— 120,00 m	„Roter Tonmergel".	
— 125,00 m	„Mit Gips".	
— 145,00 m	„Roter Tonmergel".	
— 150,00 m	„Sehr bituminöser Mergel, schwach gebändert, offenbar der Stinkschiefer des zm!" = Kupferschiefer	Unterer Zechstein
— 153,00 m	„Rotbrauner Tonmergel" und Sand (Nachfall?)	
	In den Akten der Stader Saline G. m. b. H. heißt es: „bei 150,25 m grauer Kalkstein" = Zechsteinkalk.	
— 165,00 m	„Kalk und Gips, sowie Stücke von hellgrauem dolomitischen Kalk".	Mittlerer Zechstein
— 170,00 m	„Kalk und Gips mit schwarzem Kalk"	
— 205,00 m	„Gipsschlamm", sehr verunreinigt	
— 215,00 m	„Bituminöser Kalk".	
	In den Akten der Stader Saline G. m. b. H. heißt es: „bei 210,50 m fester, grauer Schieferstein".	
— 240,00 m	„Gips". In den Akten der Stader Saline G. m. b. H. heißt es: „bei 216,95 m Schieferstein mit Gips".	

Vertiefung der alten Bohrung IV 11 1.—21. 9. 1926

Die in einem Raume der Stader Saline G. m. b. H. lagernden Kerne hatten infolge Wasserlöscharbeiten bei einem Brande die Etiketten verloren. Die Reihenfolge der sonst vollzählig aufbewahrten Kerne ist aber gewahrt geblieben. Vorhanden waren bei der Untersuchung im Herbst 1934 etwa 320 m gesamte Kernlänge. Die Differenz gegenüber einem Soll von 563,89 m bedeutet wohl den ursprünglichen Kernverlust. Dieser wird hauptsächlich in dem weichen Salzgebirge

des Rotliegenden entstanden sein. Die Kerne beginnen früher als nach dem Bohrmeisterprofil zu erwarten war, denn über der einzigen Grenze dieses Profils, die geologisch sicher festgelegt werden kann, d. h. derjenigen zwischen „Anhydrit" und „Buntsandstein" = Grenze Zechstein—Rotliegendes lagen gut 11 m Kern vor, während es nach dem Bohrmeisterprofil nur 5,38 m sein dürften. Offenbar ist an der Zement-Sperre vorbeigebohrt worden. Die Kerne dürften also zwischen 240 und 245 m Teufe beginnen, wo auch der Bohrmeister Gips angibt.

— 245,00 m Beginn:

6,50 m grauer Anhydrit und Gips, von oben bis etwa Mitte gut, von da ab weniger gut geschichtet. Probe vom hangendsten Kern grauer und weißer, etwas wellig geschichteter, feinschuppiger Gips. Einfallen 9—11°.
„Bei 244,8 m Gips, sehr hart."
Probe 2,70 m unter Beginn grauer, feinkörniger, ziemlich dickschichtiger Anhydrit. Mit einigen Augen von weißem, feinkörnigem Gips. Einfallen 4°.
Probe 5,5 m unter Beginn grauer, feinkörniger Anhydrit mit versteckter, sehr feiner und fein gewellter Schichtung. Einfallen 10°.

zwischen 250 und 260 m:

3,15 m Grauer, äußerst fein geschichteter, kalkhaltiger, bituminöser Anhydrit, z. T. gröber geschichtet. Einfallen 9—10°.

1,40 m Stinkschiefer mit Andeutungen sehr feiner, flacher Anhydrit- bzw. Gipsknoten. Oben mit größeren Knoten = Anhydritknotenschiefer. Einfallen 9°.
„bei 254 m Kalkstein".

Mittlerer Zechstein

1,30 m Grauer, feinkristalliner Anhydrit mit versteckter Bänderung, unregelmäßig verwachsen verwachsen mit weißen, feinkristallinen Gipslinsen (dgl. auch auf Klüften). Schwach bituminös, schwach mit verd. HCl brausend, bei Erwärmen stark, also dolomitisch.
„bei 256 m Gips, sehr hart"

0,50 m Stinkschiefer dünn- und glattschichtiger, stark bituminöser Kalk.
„bei 256,4 m Kalkstein"

0,75 m Dunkler Anhydritknotenschiefer mit bläulichgrauen Anhydritknoten, oben mit 2 etwa dm starken, rauhen Bänken eines sehr feinkörnigen dunklen Kalkes mit hasel- bis walnußgroßen Löchern, worin Gipsnadeln aufsetzen. Einfallen 10°.
„bei 257,3 m kam Wasser und Gas zum Ausbruch"

3,20 m Zechsteinkalk, ziemlich stark zerklüftet. Oben rauhflächig, oolithisch und mit Kalkspat-Gipsdrusen Andeutung flacher Rutschstreifen.
„257,42—262,80 m Anhydrit"

Unterer Zechstein

	Eine Probe zeigt mergeligen rauhen Kalk mit Faserschalen-Rest eines Brachiopoden. Auf Kluft Anhydritkristalle. Unten: Dunkler, dichter, fast muschelig brechender Kalk.	
etwa 260 m		
0,60 m	Hellgrauer, etwas rauher Mergelschiefer mit *Spirifer clannyanus* King. Einfallen etwa 10°.	
	Zu unterst dunkler, etwas mergeliger, fast muschelig brechender, dichter Kalk.	Unterer Zechstein
0,35 m	Schwarzer, kohliger, mäßig fester, glatt- und feinschichtiger Mergelschiefer = Kupferschiefer, zu oberst grau (dunkel und hell) und rauhflächig mit spärlichen Glimmerblättchen und einigen feinen Pyritdrusen.	
0,90 m	Hellgrauer, rauher, feinstsandiger, stark zerklüfteter Mergel mit Gipsdrusen = Zechsteinkonglomerat.	
etwa 263 m		
0,46 m	Hellgrünlichgrauer, fein- bis mittelkörniger, schwach geschichteter, mergeliger Sandstein mit schwacher rötlichgrauer Fleckung. „262,80—301,50 m Buntsandstein"	
0,14 m	Hellroter, feinkörniger, kalkhaltiger Sandstein mit dunkelbraunroten Flecken.	
etwa 266 m		
3,30 m	Rotbrauner, feinsandig-glimmeriger, rauhflächiger Mergel mit unregelmäßigen grünlichgrauen Schichtflächen und bräunlichen Nestern von feinem Kalksandstein.	
0,70 m	Grauer und rotbrauner, rauhflächiger Mergelschiefer. Feiner, dunkler, dünnblätterig zerfallender Mergelschiefer = „Bänderschiefer".	
3—4,00 m	Roter, mürber, feinkörniger, mergeliger Sandstein wie der 0,14 m mächtige Sandstein weiter oben.	Rotliegendes
etwa 270 m		
0,20 m	Rotbrauner, fast mittelkörniger, sehr zäher, kalkhaltiger Sandstein. Bruchflächen spätig glänzend von Steinsalzbindemittel. Löst sich in Wasser zu losem Sand auf. Die Quarzkörner ziemlich gut gerundet.	
etwa 270—276 m		
	etwa 6 m rotbrauner, z. T. sehr schwach graufleckiger, undeutlich geschichteter, mergeliger Sandstein. Korn feiner als der 0,14 m-Sandstein zwischen 263 und 266 m Teufe, auch mergeliger. Einfallen 12—13°.	
etwa 276 bis etwa 295 m		
	etwa 20 m rotbrauner, ungeschichteter, feinsandiger Tonmergel, zu oberst etwas fester.	

Von hier ab ist die Beschaffenheit des Gebirges so, daß man mit den oben erwähnten Kernverlusten rechnen muß. Die Kerne

ließen sich jetzt erst recht nicht mit dem Bohrmeisterprofil im einzelnen in Einklang bringen. Im ganzen aber dürfte es stimmen.

Ab etwa 295 — 821,31 m (Endteufe) Hauptgestein: Leuchtend roter Tonmergel wie vorher, jedoch mit großen Einsprenglingen von Steinsalzwürfeln und gelegentlichen Knoten von grauem Anhydrit. Bei 821 m im Mergel mit der Lupe noch eben sichtbare Eisenglanzplättchen. Eingelagert sind dem Mergel (im Bohrmeisterprofil = „Lette mit Steinsalz") gegen 20 verschieden starke Steinsalzlager mit darin unregelmäßig auf die Zwickel zwischen den Würfeln verteiltem roten Mergel und wenigen roten Gipsadern. Diese Lager sind aber nicht scharf gegen den Salzmergel abgegrenzt. Sie liegen nach dem Bohrmeisterprofil bei:

301,50—303,00 m = 1,50 m („Steinsalz mit Salzschnüren").
313,58—350,10 m = 36,52 m („Steinsalz mit Lette")
356,70—363,30 m = 6,60 m („Steinsalz mit Lette")
379,39—388,00 m = 8,61 m („Steinsalz mit Lette")
390,50—394,75 m = 4,25 m („Steinsalz mit Lette")
396,50—398,60 m = 2,10 m („Steinsalz mit Lette")
398,90—403,00 m = 4,10 m („Steinsalz mit Lette")
407,80—435,80 m = 28,00 m („Steinsalz mit Lette")
449,60—463,40 m = 13,80 m („Steinsalz mit Lette")
464,00—485,30 m = 21,30 m („Steinsalz mit Lette")
489,50—491,50 m = 2,00 m („Steinsalz mit Lette")
493,40—497,50 m = 4,10 m („Steinsalz mit Lette")
499,00—508,90 m = 9,90 m („Steinsalz mit Lette")
510,80—513,10 m = 2,30 m („Steinsalz mit Lette")
513,60—540,00 m = 26,40 m („Steinsalz mit Lette")
545,00—568,00 m = 23,00 m („Steinsalz mit Lette")
569,35—577,00 m = 7,65 m („Steinsalz mit Lette")
612,00—618,00 m = 6,00 m („Steinsalz mit Lette")
631,00—637,00 m = 6,00 m („Steinsalz mit Lette")
765,22—773,00 m = 8,78 m („fast reines Steinsalz")
773,00—775,12 m = 2,12 m („Steinsalz mit Lette")
775,12—795,00 m = 19,88 m („fast reines Steinsalz")

Sa. = 243,41 m + reines Steinsalz.

An mehreren Stellen im Profil sind starke Einlagerungen von rotbraunen Salzsandsteinen wie bei 270 m vorhanden, und zwar eine

a) 15—16 m starke Bank bei etwa 370 m, vielleicht gleich „Lette mit Steinsalz" von 363,30—379,39 m.
b) 0,40 m bei etwa 640 m.
c) 1,00 m bei etwa 670 m.
d) ? m bei etwa 760 m (braust schwächer mit verd. HCl. Auf Klüften Steinsalz.)

Einfallen unsicher. Bei a) vielleicht 40—90°.

etwa 800,00 m Einlagerung eines hellroten, sandstreifigen, gut geschichteten Mergelschiefers von 65° Einfallen,

Rotliegendes

ferner eines violettroten, rauheren, leicht zerfallenden Mergelschiefers mit zerstreuten Blättchen weißen Glimmers. Letzter Kern besteht aus graurötlichem Steinsalz, durchwachsen mit rotem Mergel, der nicht ganz die Hälfte an Menge ausmacht.

Endteufe 821,31 m

Bohrung Saline Campe V

Alte Bohrung bis 204 bzw. 350 m, Vertiefung 1924

Bohrmethode, Alte Bohrung Meißel, Vertiefung ab 204 m Krone

Aufgestellt von Haack, unter Benutzung eines in der Stader Saline befindlichen Schichtenverzeichnisses, nach dort befindlichen Proben [die bis zur Teufe von 120 m ihre Teufenbezeichnungen verloren hatten].

0—38,50 m	1) grauer, mittelkörniger Sand, kalkfrei keine Bohrmeister-Angabe vorhanden 2) heller feiner Sand „6,50—7,50 Triebsand“ 3) gelblicher, stark sandiger Geschiebelehm „7,50—7,70 Kies“ „7,70—10,45 Lehm“ 4) heller, grober, kiesiger Sand mit nordischen Geschieben, schwach kalkhaltig „10,45—12,53 Triebsand“ „12,53—13,30 Kies“ 5) grober, bunter, nordischer Kies, schwach kalkhaltig 6) heller, ziemlich feiner Sand, kalkfrei „13,30—34,00 feiner Sand“ 7) dgl. mit vielen Lignitgeröllen 8) aschgrauer, mergeliger Kalk, Zechsteinkalk als Geröll „34,00—38,50 scharfer Sand“	Diluvium
—120,00 m	9) roter, feinsandiger Mergel „38,50—68,00 roter Ton“ 10) roter, feinsandiger Mergel „68,00—110,91 roter Ton mit Schwefelkies“ 11) roter, feinsandiger Mergel 12) rotbrauner, mergeliger, etwas gefleckter Sandstein „110,91—114,00 roter Sand“ 13) Dasselbe „114,00—119,51 roter Sandstein“ 14) feiner roter Sand, kalkhaltig 15) roter Sandstein wie 11 und 13.	Rotliegendes
—131,00 m	16) dichter, grauer Kalkstein und schwarzer bituminöser Mergelschiefer „119,51—123,61 m roter Sandstein mit schwarzen Schieferschichten“	Unterer Zechstein

—143,00 m	17)	dichter, grauer Kalkstein, weißer Gips mit grauem Anhydrit „123,61—131,00 m Schiefer mit Schwefelkies“ „131,00—143,00 m weißer Gips“	
—156,00 m	18)	Fach des Probekastens fast leer. Kleine Brocken von dichtem, grauem, z. T. groblöcherigem Kalkstein „143,50—156,00 m verworfenes Gebirge und Sand“	
—158,00 m	19)	Ebenfalls fast leer. Kleine Brocken von dunklem fein geschichtetem Stinkschiefer und weißem Kalkspat „156,00—157,51 m Kreide“	Mittlerer Zechstein
—170,00 m	20)	Grauer Gips und Anhydrit „157,51—170,71 m Geröll von Gipsstücken, Sand und Kalksteinen“	
—188,00 m	21)	Dasselbe „170,71—187,60 m grauer Kalkstein mit Gips“	
—209,00 m	22)	Graue, kalkige „Asche“ und Stinkschiefer. Von 199 m lag ein kleiner Kern von Stinkschiefer und ein anderer von weißem und grauem Gips vor. „187,60—203,70 m Gips mit Schiefer und Sandadern“ „203,70—250,00 m Gips“	
		Grenze zm—zo etwa bei 200,00 m.	
—350,00 m	23)	Schlechte und sehr wenige Reste von Gekrösegips und Gipssand.	Oberer Zechstein
		„251,00—289,50 m grottenartiger Sand, Gebirge mit Salzeinlagerung“ „289,50—387,00 m grottenartiger Gips mit Sand und Salzeinlagerung“	

Fortsetzung: Nach Akten der Stader Saline G. m. b. H.,

Bestimmungen von Dr. Runge
(In „“ in den Akten der Stader Saline)
„Vertiefung 1924“

Da dieses Profil schon bei 204 m beginnt, muß am alten Loch vorbeigebohrt sein.

204—230,13 m	„Feinschichtiger Anhydrit mit Gips. Hohlräume bei 213,27—216,05 m bei 218,85—219,75 m bei 221,40 m bei 223,35 m bei 224,35 m bei 225,00 m bei 226,58 m.	Oberer Zechstein
—231,58 m	„Poröser spätiger Gips“	
—246,00 m	„Hohlraum“	
—400,00 m	„Steinsalz, z. T. mit Anhydritbändern. Mittlere Partie anhydritarm.“	
—403,00 m	„Grauer, gebänderter Anhydrit“ = Basalanhydrit?	

—413,60 m	„Gebänderter, kalkiger, bituminöser Anhydrit. Dünne Klüfte mit Salz ausgeheilt." Wohl in Wahrheit z. T. Stinkschiefer.	Mittlerer Zechstein

Einfallen „an den Anhydritschichten und Bändern gemessen".

204 — 213,00 m ± 0°
217,07 m 20°
253 — 270,00 m ± 10°
325,00 m geschlossene Anhydritmulden
385,00 m 20°
386,05 m ± 35°
388,50 m ± 25°
390,00 m 30°
391,00 m 25°
391,50 m ± 40°
393,00 m 30°
395,00 m 30°
396,00 m 40°
397,00 m ± 50°
398,50 m 25°
400,00 m 45°
401,00 m ± 20°
403,00 m 30°
404,00 m 15—20°
409,00 m ± 0°
413,00 m 15°.

Endteufe 413,60 m

Bohrung Saline Campe VI

Gleich „Salinenbohrung Campe II" bei Gagel 1925, S. 150
Beendet etwa September 1908
Bohrmethode: Meißel, ab 207 m ? Krone

Für das Diluvium nach einem Schichten-Verzeichnis von Schucht im Archiv der Preuß. Geol. Landesanstalt, für das Gebirge nach Gagel 1925, mit Ergänzungen nach den in der Landesanstalt aufbewahrten Proben. Deutung von Haack

0 — 0,50 m	„Humoser Sand"	Diluvium
— 3,00 m	„Gelbbrauner, sehr sandiger Geschiebelehm"	
— 4,56 m	„Grauer sehr sandiger Geschiebelehm"	
— 5,00 m	„Roter kiesiger Sand"	
— 7,65 m	„Sandiger lehmiger Kies mit kleinen Geschieben, vielleicht ein sehr steiniger — ausgewaschener Geschiebelehm"	
— 9,00 m	„Gelblichgrauer, sehr sandiger Geschiebelehm"	
— 15,38 m	„Rötlichgelber mittelkörniger Sand"	
— 18,00 m	„Grauer, ziemlich feinkörniger Sand mit etwas Glimmer"	
— 23,00 m	„Dasselbe, hellgrau"	
— 50,00 m	„Grauer kalkfreier Sand", nach Bohrmeister: „36,72—51,20 m grauer Sandstein"	

— 94,10 m	Nach Gagel: „Roter, z. T. braunroter Kalksandstein und ziegelroter Sand, bei 80 m mit rotem Tonmergel". Vereinzelte Gipskristalle.	
— 96,45 m	Nach Gagel: „Grauweißer Gips". Probe zeigt rötlichgrauen kalkhaltigen Sand. Nach Bohrmeister: „Anhydrit"	
— 102,00 m	Nach Gagel: „Roter Kalksandstein". Probe zeigt roten Sand	Rotliegendes
— 104,00 m	Nach Gagel: „Weißer Sand". Probe hellrötlicher, kalkhaltiger, mittelkörniger Sand. Nach Bohrmeister: 103,00—104,93 m „Anhydrit"	
— 112,00 m	Nach Gagel: „Bituminöser Gips". Probe 106—107 ist sehr feiner Bohrschmand, der neben zerstoßenem Gips und Quarzkörnern winzige Bröckchen von schwarzem Schieferton = Kupferschiefer enthält. Nach Bohrmeister: 104,93—113,00 m „grauer Sandstein" Grenze Rotliegendes — Zechstein bei etwa 106,00 m.	
— 117,00 m	Nach Gagel: „Bituminöser Gips". Probe 115—116 feiner Bohrschmand, rötlicher Quarzsand und heller Gips. Nachfall, Kluft? Nach Bohrmeister: 113,00—117,00 m „hellgrauer milder Gips"	Unterer Zechstein
— 134,00 m	Nach Gagel: „Bituminöser Kalk". Probe 117,00 bis 118,00 m grauer dichter Kalk = Zechsteinkalk, Probe 133,00—134,00 m Stinkschiefer. Bohrmeister: 117,00—138,26 m „loser grusartiger Schiefer".	
— 138,16 m	Nach Gagel: „Bituminöser Gips". Probe 137,00 bis 138,00 m Stinkschiefer und etwas grauer Gips.	
— 140,00 m	Nach Gagel: „Gips und Anhydrit". Probe 138,26 bis 140,00 m weißer und grauer, z. T. sehr feingeschichteter, zuckerkörniger Gips. Bohrmeister: 138,26—183,80 m „hellgrauer, klüftiger Gips".	
— 148,00 m	Nach Gagel: „Weißer Gips". Probe 141,00—142,00, 145,00—146,00, 147,00—148,00 m völlig zerstoßener, weißer Gips.	Mittlerer Zechstein
— 204,00 m	Nach Gagel: „Bituminöser Gips". Probe 148,00 bis 149,00, 166,00—167,00 m fein zerstoßener grauer Gips. 182,00—183,00, 188,00—189,00 m fein zerstoßener dunkler Stinkschiefer. 189,00—190,00 m dasselbe und weißer Gips. 201,00—202,14 m, 203,00 bis 204,00 m weißer Gips und etwas Stinkschiefer, sehr fein zerstoßen. Bohrmeister: 183,80—189,00 m ‚schwarzer Anhydrit", 189,00—202,14 m „grauer Gips mit Sand in Klüften".	
— 207,00 m	Nach Gagel: „Weißer Gips". Probe 206,00—207,00 m fein zerstoßener, hellgrauer Gips. Nach Bohrmeister: 202,14—208,40 m „hellgrauer, milder Gips".	Oberer Zechstein

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

— 248,00 m	Nach Gagel: Steinsalz. Probe 213,00—214,00 m klares und hellgraues, grobkörniges Steinsalz und grauer Anhydrit. Probe 245,00—248,24 m hellrötlicher, feiner Gipssand — wohl durch Bohrvorgang aus Steinsalz ausgewaschen. Nach Bohrmeister: 208,40 bis 248,10 m „Steinsalz mit Anhydritrippen".	Oberer Zechstein
— 248,24 m	Nach Gagel: „Anhydrit". Probe s. oben. Nach Bohrmeister: 248,10—248,24 m „feiner, grauer Sand".	
— 384,50 m	Nach Gagel „Steinsalz, z. T. mit Anhydrit". Proben 249,00—250,00, 259,00—260,00, 268,00—269,00 m klares grobkörniges Steinsalz. 294,00—295,00 m dasselbe und graues Steinsalz. 319,00—320,00 m dasselbe, 349,00—350,00 m dasselbe und dunkle Anhydritschnur. 359,00—360,00 m dasselbe. 380,00—384,50 m helles grobkörniges Steinsalz.	

Die auf der Stader Saline aufbewahrten Kerne umfassten etwa 120,00 m. Unter Berücksichtigung des Kernverlustes und früher entnommener Proben, kann man diese Länge wohl als die Bohrstrecke 207,00—384,50 m ansehen. Die Etiketten waren infolge Brandes zerstört. Es handelt sich um grobspätiges, hell- bis dunkelgraues, kaum merklich bituminöses Steinsalz mit im allgemeinen seiger stehenden, in sich fein geschichteten grauen Anhydritschnüren. Diese sind im einzelnen oft stark hin- und hergewunden, im übrigen meist zu Knoten und Linsen zerrissen. Endteufe 384,50 m.

Bohrung Saline Campe VII

Begonnen am 2. September 1922, beendet am 17. Juli 1924

Bohrmethode: Meißel, ab 244 m Krone

Verzeichnis bis 244 m, da Proben nicht auffindbar, nach Verzeichnis in den Akten der Stader Saline G. m. b. H., von da ab nach den dort aufbewahrten Kernen. Deutung von Haack

0 — 0,40 m	„Mutterboden".	Diluvium
— 2,80 m	„Sand mit Steinen".	
— 4,07 m	„Sandiger Ton mit Steinen".	
— 21,00 m	„Sand".	
— 50,52 m	„Triebsand".	
— 50,70 m	„Grauer Ton".	
— 75,55 m	„Sandstein".	Einsturzbildungen?
— 85,50 m	„Dunkler, fester, sandiger Ton".	
— 90,50 m	„Sandstein, sehr hart".	
— 93,70 m	„Ton".	
— 114,90 m	„Sandstein, sehr hart".	
— 121,86 m	„Anhydrit, sehr hart".	
— 125,54 m	„Sandiger Ton, stark sandig".	
— 137,30 m	„Sandiger Ton".	
— 143,42 m	„Gips".	
— 144,40 m	„Weicher Ton, schlammartig".	

— 145,30 m	„Dunkler Ton, sandig, Gebirge hart".	Einsturzbildungen?
— 145,45 m	„Dasselbe, etwas weicher".	
— 146,18 m	„Dunkler Ton, sandig".	
— 147,28 m	„Gips".	(Gipshut)
— 152,07 m	„Anhydrit".	
— 155,85 m	„Bläulicher Ton mit Gipsgeröll".	
— 158,67 m	„Anhydrit".	
— 161,05 m	„Anhydrit, entweder klüftig oder mit schwachen Einlagen".	
— 176,00 m	„Anhydrit".	
— 185,51 m	„Gips".	
— 195,40 m	„Anhydrit".	
— 196,80 m	„Mergel mit Sandschnüren".	
— 204,10 m	„Anhydrit".	
— 215,34 m	„Gips mit Schwefelkieseinlagen, klüftig".	
— 216,96 m	„Steinsalz mit Anhydritschnüren". Älteres Steinsalz	Oberer Zechstein
— 218,21 m	„Anhydrit".	
— 248,35 m	„Steinsalz mit Anhydritschnüren".	

Tieferbohrung ab 244,00 m. Vorhanden waren im Sommer 1934 etwa 80,00 m Kerne, jedoch infolge Brandes ohne Teufenbezeichnung. Die beobachteten Gesteine wurden darum in die Teufenzahlen eingepaßt, welche sich in einem bei der Stader Saline G. m. b. H. befindlichen Schichtenverzeichnis von Dr. Runge fanden.

(In „ " Angaben des Herrn Dr. Runge.)

— 245,00 m	Graues, grobspätiges, schwach bituminöses Steinsalz mit z. T. zerrissenen, grauen, in sich geschichteten Anhydritschnüren. „Steinsalz mit Anhydritschnüren". „Anhydrit mit Gips".	Oberer Zechstein Naä
— 249,50 m	Dunkler und grauer, dünn- bis sehr dünn geschichteter, schwach kalkhaltiger Anhydrit mit nach unten zunehmenden Lagen von weißem Gips. An der Grenze zum Stinkschiefer breite Kluft mit grobspätigem, hellem Steinsalz. Einfallen 45—51°. Störung?	Oberer Zechstein, Basal-Anhydrit
— 259,00 m	Dunkler Stinkschiefer mit einzelnen in der Schichtung liegenden Pyritnestern. Steile Klüfte mit Gipssalband und hellem Steinsalz dazwischen. „249,50—265,00 m grauer, kalkhaltiger Anhydrit. Auf Klüften senkrecht zum Streichen grobspätiges Steinsalz, Gips und Flußspat, besonders bei 252,00; 253,50; 254,00; 257,00; 263,00 m". Bei 252,25 m auf breiten Klüften große Drusen von hellmeergrünem Flußspat mit Steinsalz, Anhydrit, Gips und Kalkspat. Einfallen 52—56°. „Etwa bei 257,00 m Rippeln (tektonisch?)".	Mittlerer Zechstein

bis etwa 260,00 m Etwa 1,00 m dunkler, scheinbar ungeschichteter, nach Anfeuchten aber sehr feine ebene Schichtung zeigender, bituminöser Anhydrit.
bis etwa 260,50 m Etwa ½ m Stinkschiefer.
bis etwa 264,50 m Etwa 4,00 m Anhydrit wie vorher, z. T. aber schon im trockenen Zustande, sehr fein und eben geschichtet und dann kalkhaltig. Einfallen 59°.
bis etwa 265,00 m 0,50 m Stinkschiefer.
bis etwa 266,50 m Etwa 1,50 m hellgrauer, etwas vergipster Anhydryt.
„265,00—271,00 m feinschichtiger Anhydrit".
bis etwa 272,00 m Etwa 5,50 m feingeschichteter Anhydrit wie oben. Einfallen 60°.
„271,00—273,00 m Anhydrit mit Gips".
bis etwa 277,50 m Etwa 5,50 m dunkler Anhydrit mit größeren weißen Gipslinsen, darin Lage von feingeschichtetem Anhydrit. Einfallen 70°.
„273,00—286,00 m feinschichtiger Anhydrit".
bis etwa 319,00 m Etwa 35,00 m dunkler, feingeschichteter, z. T. kalkhaltiger Anhydrit, z. T. mit weißen Gipslinsen. Einfallen von oben nach unten: 70°, 72°, 77°, 69°, 61°, 62°, 60°, 75°. Etwa 5,00 m oberhalb Unterkante 0,50 m dunkler Anhydrit mit versteckter Schichtung. Etwa 4,00 m oberhalb Unterkante starke Zerklüftung, die teilweise durch Steinsalz verheilt ist. Störung?
„286,00—289,00 m Anhydrit m. Gips".
„289,00—306,50 m feinschichtiger Anhydrit".
„306,50—307,00 m weißer Gips".
„307,00—315,00 m grauer, kalkhaltiger Anhydrit".
„315,00—319,00 m grauer Anhydrit".
bis etwa 324,00 m Etwa 1,00 m gequälter Stinkschiefer mit Steinsalz, Kalkspat, violettem Flußspat und Pyrit auf Klüften. Kalkspatskalenoeder bilden das Salband für die Flußspatgänge.
Etwa4,50 m Stinkschiefer, z. T. mit welligen Schichtflächen. 62—65°.
„319,00—324,00 m stark bituminöser, kalkiger Anhydrit. Auf Klüften Steinsalz".
Endteufe 324,00 m.

} Mittlerer Zechstein

Bohrung Saline Campe VIII

Niedergebracht nach dem Weltkriege (1932 ?)
Bohrmethode: Meißel, ab 110 m Krone
Untersucht von Haack
In „ " Angaben des Bohrmeisters

0 — 1,50 m Bräunlicher, stark sandiger Lehm mit nordischen Geschieben, kalkfrei.
„Sandiger Lehm u. Steine".

} Diluvium

— 16,00 m	Ockerbrauner, mittelkörniger Sand, kalkfrei.	Diluvium
— 27,60 m	Heller, feiner Sand, kalkfrei. „Brauner Triebsand".	
— 29,15 m	Gelblicher, mittelkörniger Sand mit Geröllen von Zechsteinkalk. „Sand und Gerölle".	
— 33,00 m	Spülprobe. Aschgrauer, sehr feiner Kalksand mit wenigen feinen, eckigen Quarzkörnern. Wohl verfestigte, diluvial verschwemmte Zechstein-Asche. „Grauer, fester Sandstein".	
— 70,00 m	Spülprobe: 33,00—35,00 m hellroter, feiner, mergeliger Sand mit hirsekorngroßen Stücken feinkörnigen, kalkhaltigen, roten Sandsteins. Zerstoßener Sandstein.	Rotliegendes
	Spülprobe: 59,00—63,00 m dasselbe. etwas gröber und mit spätigen Gipsbrocken. „Roter, milder Sandstein".	
— 92,00 m	Spülprobe: 73,00—78,00 m dasselbe mit mehr Gips. ‚Roter Sandstein mit Glimmer".	
— 102,77 m	Spülprobe: 78,00—100,00 m rotbrauner Sandstein, z. T. mit vielen Gipsblättern.	
	Spülprobe: 100,00—102,00 m dunkelvioletter Sandstein, kalkhaltig. „Anhydrit und roter Sandstein".	
— 125,15 m	Ab 110,00 m Kernproben: Kern 110,00 m roter, feinkörniger, mergeliger Sandstein mit schwach feinglimmerbestreuten wulstigen Schichtflächen. Klüfte mit Marienglas. Einfallen 18—22°. Ferner feinsandiger, roter, bröckeliger Mergel. Kern 116,00 m dasselbe.	
— 129,20 m	Hellgrünlichgrauer, milder, ungeschichteter Mergel, z. T. mit 1 cm starken Lagen von grauem, festem, feinkörnigem Sandstein. „Grauer, milder Ton".	
— 130,00 m	Violettroter, ungeschichteter, feinsandiger Mergel. „Rote Lette".	
— 130,50 m	Heller, milder, ungeschichteter Mergel mit etwa 10 cm schwarzem, mildem, kohlig abfärbendem Mergelschiefer. Dieser (infolge Bohrvorgang?) unregelmäßig mit dem hellen Mergel verknetet. Kupferschiefer „Graue Lette mit schwarzer Schiefereinlagerung".	Vertreter des Zechsteinkonglomerates u. Kupferschiefers
— 134,80 m	Viel Kernverlust. Nur lose gerollte Brocken. Dunkler etwas poröser, z. T. mergeliger pseudooolithischer bis stromatolith-ähnlicher Kalk = Zechsteinkalk. „Grauer, grusartiger Schiefer (bei 130,00 m fest!)".	Zechsteinkalk

— 138,00 m	Kernverlust. Lose Brocken, wie oben. „Graue, sandige Letten“.	
— 147,20 m	Kernverlust. Lose Brocken wie oben. Wohl nachgefallen.	
— 150,00 m	Kernverlust. Unter grauer, feingeschichteter, sehr kleinwelliger, etwas vergipster Anhydrit. „Gips- und Kalksteinbrocken“.	
— 175,00 m	Grauer Anhydrit und weißer, feinkörniger Gips. Der Anhydrit zeigt sehr feine und gleichmäßige Schichtung, die teils nur nach der Anfeuchtung hervortritt, teils auch in trockenem Zustand deutlich ist. Im letzteren Falle ist das Gestein kalkhaltig. Der Gips z. T. gekröseartig gewunden. Bei 154,00 m grauer, feinschuppiger Gips, schwach kalkhaltig, z. T. durch Reihen winziger weißer Gipslinsen fein geschichtet. Einfallen 22—27°. 60° einfallende steile Klüfte zu Scharen geordnet. „Gips klüftig, in den Klüften grauer Sand (tonig)“.	Mittlerer Zechstein
— 192,70 m	Oben dunkler dichter Anhydrit, z. T. mit unregelmäßigen Löchern und ziemlich deutlich geschichtet. Bei 186,00 m gut geschichtet. Bei 186,00—187,00 m ebenso, mit einigen weißen Gipsschnüren, z. T. grobkristallin. Bei 190,00 m dunkler, mäßig kristalliner, bituminöser Anhydrit mit versteckter, aber feiner Schichtung. Bei 184,00 m mehrere cm breite Klüfte mit Marienglas. Einfallen oben und in der Mitte 31—32°, unten 5—10°.	
— 203,00 m	Dunkler, versteckt, aber fein geschichteter, stark kalkiger, Stinkschiefer-ähnlicher Anhydrit mit Marienglas auf Klüften. „Grauer, klüftiger Kalkstein“.	
	Bei 194,50 m grauer, schwarz gefleckter, grobkörniger, löcheriger Gips. Von 194,00—205,80 m großer Kernverlust. Gips? Im übrigen grauer, grobkörniger Gips und gerollte Stücke von dunklem Anhydrit (Nachfall?)	Residualbildungen (Störung?)
— 207,70 m	Dunkler, etwas vergipster, grobkörniger Anhydrit. „Gips sehr klüftig“.	
— 208,00 m	Keine Probe. „Grauer Ton“.	
— 210,00 m	Grauer, sehr grobkörniger, sehr löcheriger Gips. „Gips sehr porös“.	
— 238,20 m	Graues, grobspätiges Steinsalz mit zu Nestern und Linsen zerrissenen Anhydritschichten. Unten klares, grobspätiges Steinsalz. „Salzhaltiges Gebirgs-Steinsalz“.	Oberer Zechstein, Älteres Steinsalz
	Endteufe 238,20 m.	

Bohrung Solvay

Beendet 1902
Bohrmethode: Meißel
Es liegen lediglich die Angaben des technischen Verzeichnisses vor.
Deutung von Haack

0 — 8,70 m	„Gelber, sandiger Ton mit vielen Steinen“	Diluvium
— 21,00 m	„Grauer Triebsand mit dicken Steinen“	
— 23,00 m	„Blauer Ton“	
— 30,00 m	„Fetter Ton“	
— 45,00 m	„Toniger Sand“	
— 47,50 m	„Grober Kies“	
— 48,00 m	„Toniger Sand mit dicken Steinen“	
— 67,30 m	„Grauer Triebsand mit dicken Steinen“	
— 69,00 m	„Kalkstein“	Oberer Zechstein (Gipshut, Einsturzbildungen ? und Älteres Steinsalz)
— 77,30 m	„Kalk und Sandstein abwechselnd“	
— 102,50 m	„Dolomit“	
— 209,75 m	„Fester, grauer Gips“	
— 213,10 m	„Gips mit Steinsalzeinlagerungen“	
— 214,45 m	„Steinsalz“	
— 224,00 m	„Salz und Gips“	
— 242,75 m	„Reines Steinsalz“	
— 247,45 m	„Gips mit Salzeinlagerungen“	Mittlerer und ? Unterer Zechstein
— 250,35 m	„Fetter Ton und Gips“	
— 273,35 m	„Fester grauer Gips“	
— 302,40 m	„Fester grauer Ton mit Gipseinlagen“	
	Verwerfung?	
— 308,85 m	„Roter Ton“	Rotliegendes
— 336,20 m	„roter Ton mit Salzspuren“	
— 354,60 m	„Stark mit Gips und Ton durchwachsenes Salz“	
— 358,10 m	„Roter Ton mit Salzeinlagen“	
— 634,00 m	„Stark mit rotem Ton durchwachsenes Steinsalz“	

Endteufe 634 m

Fiskalische Bohrung Sanders Anlage

Niedergebracht vor 1875
Bohrmethode: Meißel

Verzeichnis nach Gagel 1925, ergänzt nach den in der Preuß. Geol. Landesanstalt aufbewahrten Proben. Deutung von Haack

0 — 6,50 m	„Diluvium (Geschiebemergel, Tonmergel, Sand)“	Diluvium
— 10,00 m	„Grauer Ton mit Gipsknollen“. Probe zeigt grobspätigen Gips mit anhaftendem dunklem sandigen, etwas glaukonitischen Mergel (Tertiärrest?).	Residualbildungen des Oberen Zechsteins und Einsturzbildungen?
— 53,00 m	„Gips (z. T. mit Quarzsand auf Klüften, bis 29 m körnig)“. Proben bis 42 m zeigen weißen und hellgrauen spätigen Gips, Kristallsand von Anhydrit, dunklen Anhydrit und hellen mittelkörnigen Quarzsand	

— 75,00 m	„Wasserklarer körniger Anhydrit“	Residualbildungen des Oberen Zechsteins und Einsturzbildungen ?
— 133,00 m	„Fester grauer Gips“	
— 135,00 m	„Anhydrit“	
— 166,50 m	„Grauer Ton mit spätigem Gips und fester Gips nach anderer Angabe auch Sandstein)“, wohl Asche	
— 170,00 m	„Grauer Ton mit Gipsrosetten, bituminös“. Probe 166,58 m zeigt keinen Ton, sondern dunklen Gipsbohrschlamm oder Asche, Probe 167,28 m grauen Gips, z. T. mit kleinen dunklen runden Flecken, ferner hellen und weißen Gipsspat	
— 179,00 m	„Dunkelgrauer Tonmergel mit sehr festem Gips und viel Quarzsand (bei 171,30 m bituminöser Kalk!)“. Offenbar Stinkschiefer. Probe 170 m zeigt graue Gipsdrusen mit anhaftendem grauem kalkhaltigem Bohrschlamm (Asche ?)	Mittlerer Zechstein
— 186,00 m	„Bituminöser Kalk (Kupferschiefer?), hellbraungrauer, toniger, dichter Kalk, bituminöser Gips 14½% Sole.“ Wohl Stinkschiefer.	
— 242,00 m	„Fester Gips, bituminöser Gips, bituminöser, toniger Kalk, Anhydrit, grauer Gips und grauer Ton. 15½ bis 19% Sole.“	
— 247,00 m	„Hellbraungrauer, toniger, dichter Kalk und blaugrauer Tonmergel.“ In einem im Archiv befindlichen älteren Schichtenverzeichnis heißt es: 241,66—247,94 m „Zechsteinkalk“!	Unterer Zechstein
— 248,00 m	„Hell- und schmutzigrötlicher Kalk, schwarzgraue, feinporöse Rauchwacke und grauer, toniger Kalk mit Gips.“ Probe von 248,00 m zeigt ganz untergeordnet dunklen Kalk, mehr dunklen Gips, ferner hellen und braunvioletten Kalksandstein, sowie milden, hellgrünlichgrauen, schwach glimmerigen Mergel, also deutlich die Grenzschichten zwischen Zechstein und Rotliegendem.	
— 251,00 m	„Roter, toniger Kalk, z. T. mit Gips.“	Rotliegendes
— 254,00 m	„Roter Quarzsand mit Gips, z. T. Sandstein“. Probe aus 253,00 m zeigt mattbraunroten Mergel. Probe von 254,00 m zeigt braunroten, mittelkörnigen Quarzsand mit Kalksandsteinstückchen wie bei 248,00 m. Sandkörner gerundet. Ferner dunkelbraunroten, sandigen Mergel, wenig hellgrünlichgrauen Mergel und Gips.	
— 256,00 m	„Ziegelroter, sandiger Tonmergel mit Salz.“	
— 258,00 m	„Roter Tonmergel mit Salz.“	
— 259,00 m	„Ziegelroter, sandiger Tonmergel.“	
— 270,00 m	„Ziegelroter, sandiger Tonmergel mit Salz, 26½% Sole.“	
— 293,00 m	„Ziegelroter, sandiger Tonmergel mit Gips.“	
— 294,00 m	„Ziegelroter, sandiger Tonmergel mit Salz.“	

— 305,00 m	„Ziegelroter, sandiger Tonmergel mit Gips u. Salz."	Rotliegendes
— 313,00 m	„Roter, sandiger Tonmergel."	
— 315,00 m	„Roter, sandiger Tonmergel mit Salz und Gips."	
— 319,00 m	„Roter Tonmergel."	
— 325,00 m	„Roter Tonmergel mit Gips und Salz."	
— 339,88 m	„Ziegelroter Tonmergel und sandiger Tonmergel." Proben z. T. mit hochglänzenden Eisenglanztäfelchen.	
— 345,20 m	„Roter, feinkörniger, fester, quarzitischer Sandstein, z. T. mit Tonzwischenlagen und feinsandigem Tonmergel." Proben enthalten keinen quarzitischen Sandstein, sondern losen Sand und roten ± sandigen Tonmergel. Einzelne bis 1 mm große Eisenglanzblättchen und Bröckchen an grauem (Zechstein-?) Gips.	
— 358,00 m	„Ziegelroter Tonmergel mit Gips und Salz."	
— 362,00 m	„Rötliches Steinsalz."	
— 371,85 m	„Ziegelroter Tonmergel mit Salz."	
— 376,85 m	„Hellroter Sandstein."	
— 394,00 m	„Ziegelroter Tonmergel mit Salz."	
— 488,00 m	„Ziegelroter Tonmergel und rote Schiefertone mit Salz."	
— 495,62 m	„Rötliches Steinsalz, grobkörnig, mit ziegelroten Tonlagen."	
— 500,38 m	„Fester, ziegelroter, dolomitischer Mergel."	
— 503,97 m	„Rötliches Steinsalz, unrein."	
— 545,00 m	„Sehr feste, kalkhaltige, rote Schiefertone mit Steinsalz."	
— 610,00 m	„Ziegelrote, feste Tonmergel mit Steinsalz. Bei 565,55 m fester, roter, quarzitischer Sandstein, ebenso bei 587,75 m." Der quarzitische Sandstein ist ein durch Gips und Steinsalz verhärteter, hellroter, mittelkörniger sandiger Bohrschlamm, vielleicht hervorgegangen aus zerstoßenem Salzsandstein (vgl. Bohrung Campe IV). Die Endteufe lautet in den Erläuterungen zu Blatt Hagen S. 11 und in den Akten der Stader Saline G. m. b. H. 610,9 m. „Die Proben sind meistens nicht zerstoßener und zusammengetrockneter Bohrschlamm wie bei Lieth, sondern sind großenteils kompakte, unveränderte, wenn auch kleine Stücke eines mächtigen, ungeschichteten, ziemlich fetten bis sandigen, ziegelroten Tonmergels. — Selten ist die Farbe dunkelblutrot."	
	Endteufe 610,90 m	

Zusammenfassung

Neuere, gut durch Kerne belegte Tiefbohrungen in der Gegend von Stade in Nordhannover geben die Möglichkeit, die Schichtenfolge des Zechsteins durch die Feststellung von Anhydriten im Mittleren und an der Basis des Oberen Zechsteins sowie durch die von Älterem Steinsalz gegenüber der bisher über Tage bekannten Ausbildung nicht unwesentlich zu ergänzen.

Ferner erwiesen sich die von Ernst bei Stade und bei Lieth in Holstein als Oberrotliegendes erkannten, wenige Meter umfassenden Schichten im unmittelbaren Liegenden des Zechsteins als organisch verknüpft mit dem an beiden Stellen lange bekannten, sehr mächtigen roten Salzgebirge, dessen Alter bisher sehr verschieden gedeutet worden war. Es gehört ebenfalls dem Rotliegenden an. Ob ähnliche rote Gesteine außerdem im Oberen Zechstein über dem Älteren Steinsalz auftreten, kann noch nicht bewiesen werden.

Der Zechstein ist einschließlich des Älteren Steinsalzes in das gegenüber dem Gebirgsdruck sehr plastische Rotliegende in ähnlicher Weise eingefaltet wie in den bisher bekannten, nur aus Zechsteinsalz bestehenden Salzstöcken etwa der Hauptanhydrit. Es handelt sich also um Salzstöcke, die sowohl aus Rotliegendem wie aus Zechstein bestehen. Derartige zusammengesetzte Salzstöcke unter-+oberpermischen Alters dürften in Norddeutschland weitere Verbreitung besitzen.

Das Ältere Steinsalz zeigt einen deutlichen Salzspiegel.

Literaturverzeichnis

Becksmann, E.: Der Bau des tieferen Untergrundes im mittleren Norddeutschland. Eine Fragestellung zur saxonischen Tektonik des norddeutschen Senkungsfeldes. — Schriften aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Univ. Kiel, Heft 2, S. 1—82. Kiel 1934.

Bentz, A.: Wie ist die Erdölhöffigkeit Deutschlands heute zu beurteilen? — „Öl und Kohle", S. 847—850. 1935.

Ernst, W.: Über das Perm von Lieth bei Elmshorn (Holstein). Mit Bemerkungen über das Perm von Stade. — Mitt. a. d. Mineral.-Geolog. Staatsinstitut, Heft XII, S. 49—124. Hamburg 1931.

Fulda, E.: Die Salzlagerstätten des nordwestdeutschen Küstengebietes. — Sber. preuß. geol. L.-A., 4, S. 1—3. Berlin 1929.

— : Zechstein, bearbeitet von E. Fulda, W. Gothan, C. Grupe, W. Haack, K. Pietzsch, L. Riedel, E. Zimmermann II. — In Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands, herausgegeben von der preußischen geologischen Landesanstalt. Berlin 1935.

Gagel, C.: Über die stratigraphische Stellung und Beschaffenheit der roten Permschichten Norddeutschlands. — Jahrb. d. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, S. 124—180. 1926.

Haack, W.: Die Gesteinsscholle von Schobüll bei Husum — ein Devonvorkommen in Schleswig-Holstein. — Z. D. Geol. Ges., **77**, S. 269—295. 1925.

— : Die Devonscholle von Schobüll bei Husum. — Centralbl. f. Min. usw., B, S. 325—333. 1933.

Haack, W. & Finckh, L.: Das rote Salzgebirge von Lieth in Holstein nicht tufführend. — Jahrb. d. preuß. geol. L.-A. f. 1929, **50**, S. 186—193.

Heck, H. L.: Zechstein im nahen Untergrund der Eiderstedter Marsch. — Jahrb. d. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 354—370.

— : Paläozoische, triassische und tertiäre Ablagerungen im südwestlichen Schleswig .— Ebenda f. 1935, **56**, S. 46—71.

Heidorn, F.: Der bituminöse Unterbau der Älteren Salzfolge und seine Bildungsbedingungen. — Zentralbl. f. Min. usw., Abt. B, S. 446—462, Jg. 1935.

Koch, E.: Tiefbohrungen bei Hamburg. — Pumpen- und Brunnenbau, Bohrtechnik. 1925. Sonderdruck aus Heft Nr. 21—22.

Meyn, L.: Über das anstehende Gebirge bei Stade und Lieth in Holstein. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 22, 1870, Verhandlungsbericht S. 459—465. Berlin 1870.

— : Geognostische Beschreibung der Umgegend von Stade. — Ebenda, 24, S. 9—19. 1872.

Schröder, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blätter Stade und Hagen. — Lieferung 106. Berlin 1904.

Wetzel, W.: Fortschritte der erdgeschichtlichen Erforschung Schleswig-Holsteins. — Schrift. Naturw. Ver. Schleswig-Holst., 20. 1935. S. 570—582.

Urschrift eingegangen am 3. Dezember 1935
Druckauftrag erteilt am 19. März 1936

Der Bau des Glatzer Schneegebirges

Von Georg Fischer

Hierzu Tafel 50 und 2 Textabbildungen

Die folgende Arbeit ist ein Bericht über die Aufnahme-Ergebnisse des Verfassers auf den Blättern Landeck, Wilhelmstal und Bielendorf, sowie Begehungen auf Blatt Wölfelsdorf und Ullersdorf, die er im Laufe der letzten Jahre im Auftrag der Preußischen Geologischen Landesanstalt durchgeführt hat.

Auf den Blättern lagen Vorarbeiten von Dathe, Leppla und Finckh vor, die in der beigegebenen geologisch-tektonischen Übersichtskarte mitverwendet sind (siehe Tafel 50).

Das bearbeitete Gebiet gehört zum größten Teil einem einheitlichen Kristallin an, das im Westen an großen Brüchen gegen den kreideerfüllten Neißegraben grenzt, im Norden durch das Glatz—Reichensteiner Syenitmassiv vom nicht-metamorphen Paläozoikum des Warthaer Gebirges abgetrennt ist. Im Osten bildet die Goldensteiner Überschiebung, im Süden die „Buschiner Querstörung" die natürliche Grenze dieser Baueinheit. Beide liegen außerhalb des Reichsgebietes und können hier nicht im einzelnen betrachtet werden. Auf Blatt Bielendorf und am Südrand von Wilhelmstal erreicht jedoch noch ein Teil jener Zonargliederung das Aufnahmegebiet, die das Schneegebirgskristallin an seinem Ostrand begleitet und von Kretschmer, Suess, Koelbl, Bederke verschiedene Deutung erfahren hat.

Geologische Beobachtungen

Das Schneegebirgskristallin ist einer der kritischen Punkte für die Gesamtauffassung des Gebirgsbaues in Schlesien und Mähren. Es ist daher bereits viel darüber theoretisiert worden. Der Zweck dieser Zeilen ist vor allem, die geologischen Beobachtungen im Gebiet mitzuteilen. Eine petrographische Beschreibung der Gesteine soll folgen.

Der Schlüssel für den Bauplan des Kristallins liegt auf Blatt Wilhelmstal. Im Westen dieses Blattes zieht vom Großen Schneeberg nach Klessengrund ein einheitlicher Zug von grobflaserigem Orthogneis, für den ich weiterhin die Bezeichnung „Schneeberggneis" verwende. Bei Klessengrund gabelt sich das Massiv. Ein Arm setzt nach NW zum „Lattenbusch" fort, der andere zieht ostnordöstlich über Wilhelmstal zum Dürrenberg und Mühlbach, wo er an einer Störung abschneidet. Östlich des Glimmerschieferzuges von Mühlbach-Pfaffensteig setzt der grobkörnige Orthogneis mit nordwestlichem Flächenstreichen wieder ein. Auch der Ausstrich ist hier herzynisch.

Das tektonische Achsenstreichen (lineare Faser) ist dagegen unverändert nach NNO gerichtet, wie in dem Massivteil zwischen Schneeberg und Wilhelmstal. Die Änderung des Ausstriches und des s-Flächenstreichens ist bedingt durch eine Kippung der Scholle nordöstlich des Neu-Bielendorfer Sprunges, der von Neu-Bielendorf über Pfaffensteig nach Schreckendorf verläuft. Durch diese Kippung wurde Ausstrich und Streichen des vorher schwebend gelagerten Gneises grundlegend geändert, dagegen bei den b-Achsen nur das nordöstliche Tauchen (bis 50°) versteilt, das Streichen dagegen kaum berührt. Weiter nach NO wiederholen sich noch mehrfach NW streichende Störungen, an denen allmählich die starke axiale Kippung wieder aufgehoben wird. Bemerkenswert ist, daß im Raum nördlich von Pfaffensteig der Orthogneis porphyrischen Habitus annimmt durch faustgroße Orthoklasaugen. Dieser Habitus kennzeichnet den Schneeberggneis in seinen nördlicheren Vorkommen auf Blatt Landeck.

Der oben erwähnte NW gerichtete Ast des Wilhelmstaler Massivs der von Klessengrund nach dem Lattenbusch verläuft, zeigt ebenfalls eine vom Ausstrich unabhängige innere tektonische Formung. Das heißt, auch hier schwenken keineswegs die Faltenachsen aus der N—S- bzw. NNO-Richtung nach NW um, sondern auch dieser Zug ist eine schräg zum alten Faltenstreichen herausgeschnittene Scholle mit Kippung nach NO. Innerhalb des Orthogneises herrscht hier einheitliches NNO-Axialgefälle mit Werten zwischen 40—50°. In dem Verbindungsstück zwischen Klessengrund und Alt-Mohrau taucht der Orthogneis ebenfalls nach N unter die vorlagernden Glimmerschiefer unter. Ganz ausgezeichnete Aufschlüsse bieten hierzu die Felsen am Nordende des Riegels zwischen Klessenbach und Kamnitzbach.

Der Schneeberggneis taucht also in dem ganzen Halbrund zwischen Seitenberg und Mühlbach unter die nördlich folgenden Glimmerschiefer axial unter und da die Glimmerschiefer dasselbe Achsenstreichen und -tauchen aufweisen, ist als sicher zu betrachten, daß die Gneise sich gleichsinnig als Liegendes dieser Glimmerschiefer nach Norden weiter fortsetzen.

Betrachten wir nun die Südostgrenze des Schneebergmassivs.

Schon bei meinen ersten Begehungen im Jahre 1933 hatte ich festgestellt, daß der Schneeberggneis sich südlich von Wilhelmstal nicht auf das Westufer des Kamnitzbaches zurückzieht, wie das von Finckh dargestellt worden war, sondern scharf nach Süden umschwenkt. Die geologische Kartierung hat nun ergeben, daß im Kamnitztal ein etwa 500 m breiter Orthogneiszug nach Süden verläuft, der von dem Hauptzug des Schneebergmassiv durch eine Reihe zersplitternde Störungen abgetrennt ist, zwischen denen ein Keil von Glimmerschiefern mit kristallinen Kalken, Kalksilikatfelsen und Amphiboliten eingebrochen ist. Die Aufschlußverhältnisse sind hier jedoch nicht gut genug, um einwandfreie Beobachtungen der gegenseitigen Lagerungsbeziehungen zuzulassen.

Die Ostgrenze des Kamnitzer Schneeberggneiszuges besitzt einen anderen Charakter. Auf dem Weg von Wilhelmstal über den Ölberg nach Josefsfeld überzeugte ich mich von mehrfacher Wechsellagerung der groben Orthogneise mit glimmerschieferigen und Mischgneis-artigen Gesteinstypen. Entweder liegt also ein Intrusionsverband oder innige Verfaltung vor. Derselbe Verband

bleibt im Fortstreichen nach Süden bis zur Reichsgrenze bestehen. Für die Beurteilung der räumlichen Lagerung bringt jedoch dieser Kontakt wenig, da wir uns hier im Streichen der Faltenachsen befinden. Das allgemeine steile Verflächen der Schneeberggneise mit etwa 70° nach W zeigt immerhin, daß der östlich folgende Gesteinskomplex sich unter die Schneeberggneise hereinziehen muß. Entscheidend ist aber die Fortsetzung der Grenzzone vom Wilhelmstaler Ölberg nach N bzw. O. Denn hier wölben sich die Schneeberggneise immer weiter nach Osten über die Mischgneise vor, so daß deren interner tektonischer Bau tunnelartig mit nördlichem Achsengefälle unter den ebenso tauchenden Schneeberggneisen verschwindet. Die Schneeberggneise bilden also eine Decke auf den Mischgneisen (die weiterhin als „Gersdorfer Gneise" bezeichnet werden).

Dieselben Beziehungen wiederholen sich an den beiden Rändern der Landecker Glimmerschiefermulde, am SO-Rand der Schönauer Mulde, ferner westlich des Wiedmuthsbusches und südlich Winkeldorf. Stets taucht der Gersdorfer Gneis unter den Schneeberggneis und dieser bildet das Liegende der Glimmerschiefer.

Wir dürfen also diese Reihenfolge — zunächst einmal für die besprochenen Teilgebiete — als gesichert betrachten. Dann ergibt sich für den Westteil des Blattes Wilhelmstal, daß der Gersdorfer Gneis eine nach N absinkende Groß-Antiklinale ist, der eine nach S in die Luft aushebende Glimmerschiefermulde im Raum von Seitenberg zugeordnet ist. Der Schneeberggneis liegt als mitgefaltete schichtartige Masse zwischen diesen Bauteilen. Der oben als eingebrochener Keil erklärte Glimmerschiefer-Streifen von Kamnitz kann möglicherweise als enger zusammengefaltete und an Störungen tiefer versenkte Fortsetzung der Seitenberger Glimmerschiefer-Mulde betrachtet werden. Weiter nach Westen folgt jenseits des Schneebergmassivs der Klessengrunder Glimmerschieferzug. Für ihn gilt etwa das Gleiche wie für den Kamnitzer Zug. Die Ränder laufen der internen Tektonik in den Glimmerschiefern und Gneisen parallel . Die Kontaktgrenzen stehen sehr steil, so daß eine Entscheidung wie weit Faltung, wie weit Brüche dieses Bild bedingen, recht schwierig ist. Im Großen ist aber auch hier kein Zweifel, daß es sich um eine eingeklemmte Mulde handelt. Weiter nach Westen folgt dann als Wiederholung des Schneebergmassivs das noch weit umfangreichere Orthogneismassiv von Wölfelsgrund, das wesentlich aus demselben Orthogneis aufgebaut ist wie der Schneebergzug. Wie weit im Kern vielleicht noch Mischgneise vom Gersdorfer Typ entblößt sein könnten, das bedarf noch einer genauen Aufnahme des Blattes Wölfelsdorf. Aber auch wenn solche ganz fehlen sollten, ist der Wölfelsgrunder Gneis eine NS gestreckte Antiklinale.

Nördlich des Neu-Bielendorfer Sprunges folgt zwischen Schreckendorf und Winkeldorf eine schmale, WNW verlaufende Gneisleiste. Auch hier handelt es sich um eine Kippscholle mit NO-Achsenstreichen und etwa 35° NO-Tauchen. An der — stark verfalteten — Hangendgrenze stellen sich verschleifte Reste der Schneebergorthogneise ein. Es legen sich dann gleichsinnig Glimmerschiefer darüber. Nordöstlich dieser Glimmerschiefer setzt die Gneiskuppel von Karpenstein ein. Die Grenze gegen die eben erwähnten Glimmerschiefer bilden herzynische Brüche, die zur Gesellschaft des Neu-Bielendorfer Sprunges gehören.

Innerhalb der Karpenstein-Kuppel ist das Streichen der Faltenachsen, Linearstengelung usw. weiter nach NO bis ONO herumgeschwenkt. Es liegt also ein nach SO offener Faltenbogen in dem Bereich zwischen Schneeberg und Karpenstein vor. Im einzelnen ist das tektonische Gefüge der Karpenstein-Kuppel ziemlich verwickelt (vgl. die Arbeit von Guckler). Dies zeigen die in die Gersdorfer Mischgneise eingefalteten Züge von Schneeberggneis am Bad Landeck, an der Ruine Karpenstein und bei Neu-Gersdorf ferner das Auftauchen schöner Granulite nordöstlich Alt-Gersdorf. Für die Beurteilung des Verbandes kann nur die Grenze gegen die Glimmerschiefer von Landeck herangezogen werden, da die SW-Grenze ganz durch die bereits erwähnten Brüche bedingt ist und auch die Ostgrenze rein tektonisch ist.

Der Landecker Glimmerschieferzug liegt einwandfrei im Hangenden der Gneise. Gut aufgeschlossen ist dies z. B. an der Bahnlinie Landeck-Olbersdorf, einige Hundert Meter östlich des Bahnhofs Landeck. Hier verflächen die Gneise wie die Glimmerschiefer mit 40° nach NW. In dem Bahneinschnitt auf der anderen Seite des Wiesentälchens fallen die Gneise mit 30° NW. Hier streichen die Faltenachsen fast OW und tauchen einwandfrei mit 15° nach W also unter die westlich folgenden Glimmerschiefer. Im Gebiet zwischen Moltkefels und Bismarckkopf gewinnen die Gneise nahezu söhlige Lagerung (auch die Faltenachsen liegen ± horizontal bei ONO-Streichen). Weiter nach SO stellt sich im Bereich der Schollensteine, Achillesfelsen usw. südöstliches Flächenfallen und NO-Achsentauchen ein. Diese Messungen sind am einfachsten und besten zu erklären mit der Annahme, daß der Gneis in der Tat als Großsattel sich aus den Glimmerschiefern heraushebt, eine Sattelwölbung erreicht und dann zu einer Spezialmulde einsinkt. Diese Spezialmulde erscheint als der Orthoaugengneiszug der Karpensteinruine.

Wollte man diese Verhältnisse umdeuten und den Verband der Glimmerschiefer mit dem Gneis hier als eine eingewickelte Tauchmulde von Gneis im Glimmerschiefer deuten, so müßten wir erwarten, daß sich von der Kontaktfläche weg nach innen ins Gneisgebiet hinein das Flächenfallen erheblich versteilen müßte, um dann im gleichen Sinn wieder flacher zu werden. Da dies nicht der Fall ist, scheint mir eine derartige Deutung unzulässig zu sein. Nördlich des Landecker Glimmerschieferzuges setzt neuerdings eine breite Gneiskuppel ein, die wir als die Kuppel des Heidelberges bezeichnen können. Der Bau ist ähnlich wie bei der Karpensteinkuppel. Züge von Schneeberggneis begleiten die Ränder gegen die Glimmerschiefer und setzen vereinzelt auch innerhalb der Gneise auf. Da das Flächenfallen der Gneise (z. B. am Rommersberg und Wagnerstein) bald NW bald SO gerichtet ist, liegt ein lebhafter Spezialfaltenbau vor, der die Annahme zuläßt, daß auch hier die Schneeberggneiszüge innerhalb des Gneisgebietes Einfaltungen einer Dachregion sind. Die Faltenachsen tauchen im östlichen Teil der Kuppel nach ONO, legen sich dann im Gebiet von Voigtsdorf horizontal und tauchen bei Annäherung an das ausspitzende SW-Ende der Kuppel in zunehmendem Maß nach SW. Freilich gilt dies nicht ganz ohne Ausnahme. So stellt sich am Ostrand des Hutberges, am Bieletal nochmals rückläufiges Osttauchen mit 10° ein, doch kann dies wohl als Folge späterer Verstellungen an den hier durchstreichenden Störungen aufgefaßt werden. Der NW-Rand der Kuppel, entlang dem Schönauer Tal, bringt räumlich eine Wiederholung der Verhältnisse am NW-Rand der Karpensteinkuppel. Wo das Streichen und Fallen in den Gneisen und den angrenzenden Glimmerschiefern meß-

bar ist (Richterlehne, Rommersberg, Talrand in Schönau), da ist das Fallen einheitlich nach NW bis W gerichtet. Und gleichzeitig verflacht sich das Fallen von der Grenzfläche (55—60° NW F) ins Innere des Gneises (Rommersberg 15° NW F). Der (diaphtorische) Glimmerschieferzug von Schönau-Reichenstein mit seinen Einlagerungen von Jauersberggranit ist also das tektonisch Hangende der Heidelberggneiskuppel, genau so wie der Landecker Glimmerschiefer das Dach der Karpensteinkuppel bildet.

Wie ist nun der Verband der Heidelberggneise zu den Landecker Glimmerschiefern? Die Glimmerschiefer fallen hier unter 50—60° nach NW unter die Gneise. In den Schneeberggneisen, in nächster Nähe der Grenze im Landecker Stadtforst, messe ich 75—80° NW-Fallen. „In der Höll" am Steingrund südlich Heidelberg geht das Fallen der s-Flächen im Gneis, bei Annäherung von NW an die Grenze, aus 75° Fallen NW über 80°—90° schließlich zu 80° SO über, während weiter ab von der Grenze das Fallen unter immer geringeren Winkeln nach NW gerichtet ist. Die Grenzzone muß demnach als ein — meist aber nicht immer — überkippter Mittelschenkel zwischen Gneisantiklinale und Glimmerschiefermulde aufgefaßt werden. Infolge des Materialunterschiedes ist dieser Mittelschenkel meist abgerissen und der Gneissattel auf den Glimmerschiefer aufgeschoben. Das steile Einfallen der Fläche spricht aber durchaus gegen eine weitreichende Überschiebung.

Der SW-Rand der Heidelbergkuppel liegt auf Blatt Ullersdorf. Es muß vorläufig offen gelassen werden, ob bereits eine von Winkeldorf gegen Heinzendorf nach NW verlaufende Störung die Kuppel im Bieletal ganz abschneidet oder ob die Gneise des Richt- und Kolbeberges südlich von

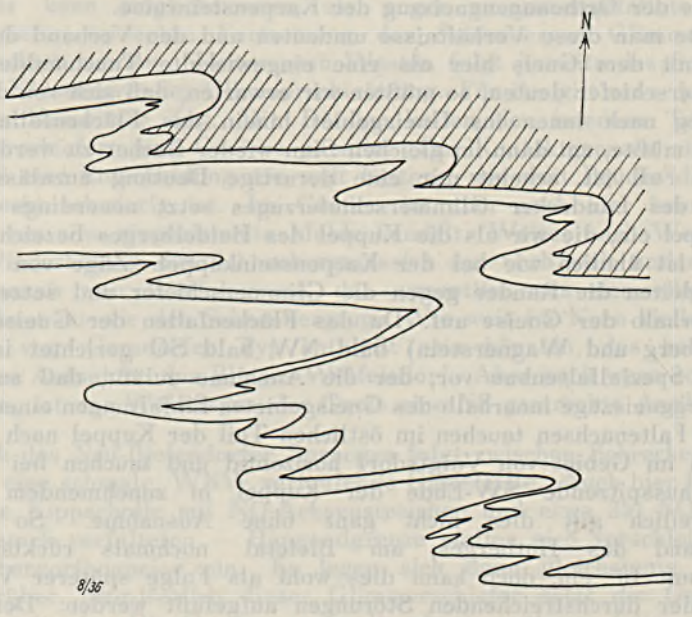


Abb. 1. Spezialfaltenbild von Quarzitlagen aus Glimmerschiefer von Seitenberg. Diese zeigen NNO Achsengefälle und herzynischen Ausstrich, wie die Gesteine der „Kühbergscholle".

Kunzendorf noch als weitere streichende Fortsetzung zu betrachten sind. Eigene Begehungen in diesem Gebiet fehlen noch, die vor allem auch das Verhältnis dieser Gneise zu den südwestlich folgenden Glimmerschiefern zu klären hätten.

Diese Glimmerschiefer der „Kühbergscholle" zeigen im Kartenbild einen herzynischen Ausstrich ihrer Gesteinsglieder, auch das s-Flächenstreichen ist im wesentlichen nach NW gerichtet, wie schon Leppla hervorhob, Von Koelbl ist dieses abweichende Verhalten dahin gedeutet worden, daß es sich hier um ein „Fenster" einer liegenden tektonischen Serie handle, das im Norden, Osten und Süden von den NS—NO streichenden Baueinheiten der „Schneegebirgsdeckscholle" umwölbt werde. Doch ein näheres Studium der Lagerungsverhältnisse ermutigt diese Vorstellungen nicht. Ich habe bei meinen Vergleichsbegehungen im Gebiet der Weiß- und Wolfskoppe und des Fritschberges festgestellt, daß das wahre tektonische Streichen in der Kühbergscholle um NS schwankt (zwischen N 165° O und N 10° O). Die Faltenachsen tauchen mit durchschnittlich 40° nach Norden bzw. NW. Da gleichzeitig das Flächenfallen der Schichtung und Schieferung allgemein nach NO geht, ergibt sich hier eine WSW-Vergenz der Faltung. Die Gesteine der Kühberge erscheinen als nach N absinkendes Dach über den Gneisen des Wölfelsgrunder Massivs, wie die Glimmerschiefer der Seitenberger Mulde über dem Schneebergmassiv (Abb. 1). Da im Streichen der Faltenachsen ein Umschwenken nach W (entgegen dem Uhrzeigersinn) sich bemerkbar macht, das dem Umschwenken im Karpenstein-Massiv und in den Landecker Glimmerschiefern entgegengesetzt ist und da ferner in den Kühbergen eine Westvergenz, im Landeck-Wilhelmstaler Gebiet eine SO-Vergenz der Faltung herrscht, so scheint in der Tat hier das Zusammentreten verschieden gerichteter Gebirgsbögen zu einer Scharung, nicht aber ein deckenartiger Verband vorzuliegen. Mit dieser Anschauung stimmen die steilen, um saigere Stellung schwankenden Fallwerte in der Klessengrunder Glimmerschiefermulde zwischen dem Wölfelsgrunder und Wilhelmstaler Massiv gut überein.

Nach N wird die Kühbergscholle abgeschlossen durch die Bieletalstörung, die südlich des Bahnhofs Obereisersdorf glücklicherweise nicht im Bieletal verläuft und so in ihrer Raumlage feststellbar ist. Sie streicht hier N 100° O und fällt 75—80° N. An ihr sind die Gesteine der Kühbergscholle in breiter Zone zu Phyliten degradiert. Nördlich dieser Störung setzt ein neuer Bau mit andersartigem Inhalt ein.

In diesem Bau liegen die kristallinen Schiefer von Glatz, das Glatz-Reichensteiner Syenitmassiv und das Paläozoikum des Warthaer Gebirges. Im Glatzer Kristallin ist ein von NO über OW nach NW verlaufender Faltenbogen ausgeprägt. Das Tauchen der Faltenachsen geht im allgemeinen unter 25—30° nach Osten. Die Vergenz der Faltung ist nach N gerichtet. Diese Scholle gehört also zum „Nordstamm" der kaledonischen Faltung, während das Schneegebirge dem „Südstamm" angehört. Der Verband zwischen Glatzer Scholle und Kühbergscholle ist nach der Lage der Störungsfläche wahrscheinlich als Aufschiebung der ersteren auf die letztere aufzufassen.

Anders liegen die Verhältnisse zwischen den diapthoritischen Glimmerschiefern des Schönau-Reichensteiner Zuges und der Glatzer Scholle. Hier scheint eine zweischarige Bewegung eingetreten zu sein, die eine Aufschuppung der Glimmerschiefer nach SO empor und andererseits die Aufschiebung des

Hanniggneises nach NW und die Überkippung der Ostgrenze des Glatz-Reichensteiner Massivs bewirkte.

Zwischen den drei Einheiten der Kühbergscholle und Landecker-Scholle einerseits und der Glatzer Scholle andererseits scheint also eine „Drehstörung" vorzuliegen.

Nach dieser Übersicht über den Bauplan, der sich aus der Klarstellung der räumlichen Beziehungen der Schneeberggneise zu den Glimmerschiefern und zu den Gesteinen der Gersdorfer Gruppe entwickelte, kehren wir nochmals kurz zu den Schneeberggneisen zurück, um ihre Verbreitung und Bedeutung für den ganzen Bau zu umreißen.

Bei Wilhelmstal ergibt sich aus der Breite des Ausstrichs und dem durchschnittlichen Einfallen eine Mächtigkeit von etwa 900 m Orthogneis. Nach NO läßt diese schnell nach. Zwar könnte die geringe Mächtigkeit der Orthogneiszüge in der Karpenstein- und Heidelbergkuppel tektonisch bedingt sein, aber die Entwicklung porphyrischer und feinkörnig-aplitischer Varietäten in diesen Zonen spricht sehr dafür, daß dieser Mächtigkeitsschwund primär ist. Dagegen sehen wir denselben Orthogneis in großer Mächtigkeit im Adlergebirge jenseits des Neißegrabens auftauchen und auch hier das Unterlager ähnlich zusammengesetzter Glimmerschiefer bilden wie bei Wilhelmstal. Von den nördlichsten Vorkommen in dieser Scholle ist kein weiter Sprung mehr zu jenen porphyrisch struierten Orthogneisen, die den SW-Rand des Eulenmassivs begleiten und in vieler Hinsicht den Schneeberggneisen verwandt erscheinen. Ist es berechtigt auch diese Vorkommen der gleichen Magmenmasse zuzurechnen, so gewinnen wir für sie das Bild einer im Vergleich zur horizontalen Ausdehnung sehr schmächtigen Lagermasse, die sich auf einer Unstetigkeitsfläche im vorgegebenen Material ausgebreitet hat. Der Kern dieses Schmelzkuchens dürfte im Bereich des heutigen Neißegrabens gelegen haben und kaum mehr als 2—3 km Mächtigkeit besessen haben. Weitgehende Parallelen bestehen zu den Kepernikgneisen des moravisch-silesischen Kristallins, wenn diese auch jüngeren Alters sind.

Wenden wir uns nun den Gersdorfer Gneisen zu. Ich habe oben nur den Nachweis geführt, daß die Schneeberggneise bei Wilhelmstal das Hangende dieser Gruppe bilden. Nun ist aber noch klarzulegen, daß diese Gersdorfer Gesteine in der Tat etwas anderes sind als die Schneeberggneise (und auch die Glimmerschiefer).

Diese Verschiedenheit springt allerdings bei der Kartierung in die Augen. Während die Schneeberggneise eine unendlich einförmige Masse sind, die kaum jemals durch Einschaltungen abweichender Zusammensetzung unterbrochen wird, ist der dauernde Wechsel im Material ein wesentliches Kennzeichen der Gersdorfer Gesteine. Die Gesteinsgesellschaft umfaßt: typische feinkörnige Granulite mit Granat, mikroperthitischen Orthoklasen, saurem Plagioklas und Quarz, die unter Biotitisierung der Granaten und Zerschmierung der Biotite zu Häksellagen in Granulitgneise übergehen; ferner in den Granuliten und Granulitgneisen am Grauen Stein an der Mariannen Straße auf Blatt Wilhelmstal bei Altgersdorf und bei Voigtsdorf auf Blatt Landeck, echte Eklogite aus Omphazit und Granat. Daneben erscheinen mehrfach Granatamphibolite, die aus Eklogiten hervorgegangen sind. Außerdem aber sind mit den hellen Granulitgneisen dunkle „Paragneise" aufs innigste verflößt. Zwischen den beiden entgegengesetzten Polen vermitteln alle Übergänge „nebulitischer", selten „arteritischer" Mischgneise. Häufig ist in den dunklen

Einschaltungen ein komplizierter Faltenbau noch erkennbar, der bei der Migmatisierung nicht verändert wurde. Die Abb. 2 möge ein Beispiel hiervon geben. In dem Raum zwischen Mohrau und Wilhelmstal und der Joachim-Albrechtstraße am „Trotzigen Hügel" erreichen die Paraschollen im Migmatit große Verbreitung. In reinster Form sind es Biotitfelse, die nach Außen durch reichliche Knospung von Feldspäten in kleinkörnelige Perlgneise übergehen und sich schließlich „spurlos" in den hellen Granulitgneisen auflösen.

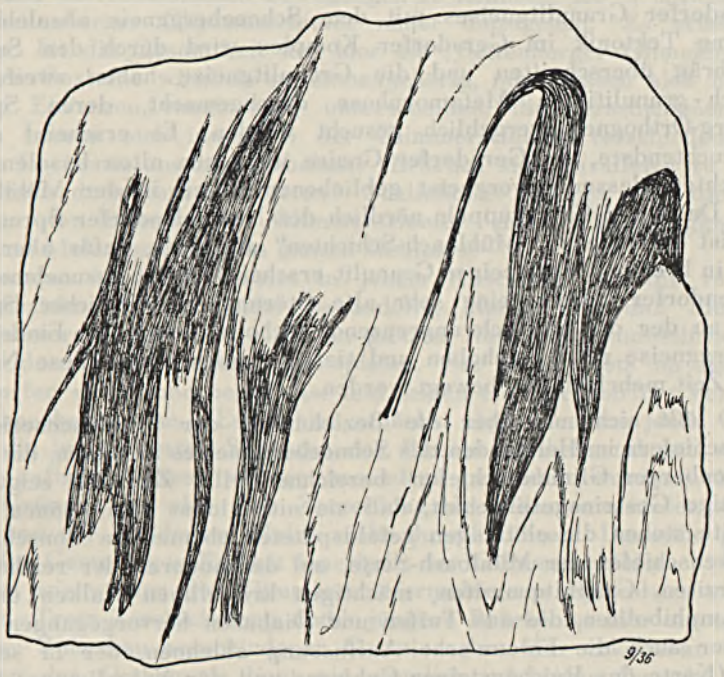


Abb. 2. Migmatit der Gersdorfer Serie von der Winterlehne. Der Faltenbau ist bei der Migmatitisierung unverändert geblieben. 1/2 nat. Größe

Sowohl in Wilhelmstal wie an der Joachim-Albrechtstraße schließen sich die Schollen zu kompakten Zügen der Paraschiefer zusammen, zwischen denen untergeordnete Injektionen des hellen Gneises auftauchen und damit ist der Übergang gegeben zu einer reinen Para-Serie, die von hier an entlang dem Mühlbach sich nach NW erstreckt und den Zusammenhang zwischen den Schneeberggneiszügen östlich und westlich davon unterbricht. Diese Serie von gefeldspateten Biotitglimmerschiefern, ohne Einlagerung von Quarziten, Kalken, Amphiboliten, Metakieselschiefern, ist von den Glimmerschiefern im Hangenden der Schneeberggneise scharf zu unterscheiden. Ich nenne sie nach ihrem Vorkommen „Mühlbach-Serie". Der Injektionsverband dieser Serie mit den Granulitgneisen, ihre migmatische Auflösung in den Gersdorfer Gneisen weiter im Süden und ebenso ihre einmeßbare Lagerung (NS-streichende Faltenachsen mit einem Tauchen von 40—65° nach N) stellen außer Zweifel, daß es sich bei der Mühlbach-Serie um das sedimentäre Dach des

Migmatitkörpers der Gersdorfer Gneise handelt. Es könnte die Frage aufgeworfen werden, ob nicht die Schneeberggneise dem Orthoanteil in diesen Migmatiten gleichzusetzen sind, d. h. ob die Gersdorfer Gneise als Migmatit zwischen Schneeberggneis und Gesteinen der Mühlbach-Serie aufzufassen sind. Ich möchte einräumen, daß in der Tat in der Grenzregion zwischen Schneeberggneisen und Gersdorfer Gneis eine Abgrenzung schwierig ist und die Schneeberggneise auch ihrerseits einen schlierigen Mischkontakt mit den Gersdorfer Gneisen besitzen können. Aber trotzdem ist eine Gleichsetzung des Gersdorfer Granulitgneises mit dem Schneeberggneis abzulehnen, denn die interne Tektonik im Gersdorfer Komplex wird durch den Schneeberggneis schräg überschnitten und die Granulitgneise haben zweifellos eine eklogitisch-granulitische Metamorphose durchgemacht, deren Spuren im Schneeberg-Orthogneis vergeblich gesucht werden. Es erscheint daher als das einleuchtendste, die Gersdorfer Gneise als einen alten basalen Komplex zu betrachten, dessen unvergneist gebliebener Anteil in der Mühlbach-Serie vorliegt. Da in den Gneiskuppeln nördlich des Neubielendorfer Sprunges keine unvergneist gebliebenen „Mühlbach-Schichten" auftreten, dafür aber bei Neugersdorf in breiter Masse reiner Granulit erscheint, so ist anzunehmen, daß im Neu-Bielendorfer Sprung eine sehr alte Störung beträchtlicher Sprunghöhe vorliegt, an der die nördlich angrenzende Scholle schon vor Eindringen der Schneeberggneise relativ gehoben und tiefer erodiert war. Diese Naht ist in jüngerer Zeit mehrfach neu bewegt worden.

Was läßt sich nun über die Beziehungen der Mühlbachserie zu den Glimmerschiefern im Hangenden des Schneeberggneises aussagen, die ich weiter als „Seitenberger Glimmerschiefer" bezeichnen will? Zunächst zeigt die ganz andersartige Gesteinsgesellschaft, daß sie nicht ident sein können. Auf der einen Seite stehen die eintönigen gefeldspateten ehemaligen Tonschiefer oder Grauwackenschiefer der Mühlbach-Serie, auf der anderen der reiche Wechsel von Quarziten, Graphitquarziten, mächtigen kristallinen Kalken und begleitenden Amphiboliten, die aus Tuffen und Diabasen hervorgegangen sind. Ich muß daher auch die Finckh'sche Auffassung ablehnen, der in seiner Darstellung (Karte des Reichensteiner Gebirges und der Nesselkoppe) die Basisquarzite der Seitenberger Glimmerschiefer südlich Gompersdorf in die Mühlbach-Serie einschwenken läßt. Soweit Aufschlüsse vorhanden sind, ist die Finckh'sche Darstellung nicht richtig. Die Felsen am Pfaffensteigrücken sind gefeldspatete Glimmerschiefer der Mühlbachserie und keine Quarzite. Erst ganz am Nordende zwischen dem Mühlbach und dem Pfaffensteigbach legen sich die Quarzite quer über die Mühlbach-Schichten und zeigen ein flacheres Fallen der NNO gerichteteten Faltenachsen (30°) als dies bei den Mühlbach-Schichten durchschnittlich der Fall ist (40—60°). Ich nehme daher an, daß der Basisquarzit der Seitenberger Schichten die Mühlbachserie diskordant überlagert und betrachte beide Formationen als wesentlich altersverschieden, wenn auch der tatsächliche Kontakt der beiden Serien durch tektonische Abscherungen wesentlich ausgeformt worden ist.

Ich fasse zusammen: Es lassen sich im Schneegebirgskristallin drei verschiedene Einheiten auseinanderhalten

1. die tektonisch liegende Serie der Gersdorfer Gneise, Migmatite mit granulitischem Kern, die in der südlichen Teilscholle einen Übergang in unvergneiste Paraschiefer (Mühlbach-Serie) aufweisen.

2. das Dach der Gersdorfer Serie bildet eine mächtige deckenförmige Orthogneismasse (der „Schneeberggneis"). Die Mächtigkeit dieses Gliedes klingt nach NO ziemlich rasch ab.
3. Über den Orthogneisen und mit ihnen verfaltet liegen die Seitenberger Glimmerschiefer, die wahrscheinlich eine jüngere Formation oder Formationsgruppe umfassen als der Gersdorfer Gneiskomplex.

Um zu bestimmteren Vorstellungen über das Alter der beteiligten Schichten und der tektonischen Bewegungen zu kommen, ist es notwendig, nun auf die Seitenberger Glimmerschiefer näher einzugehen. Es erheben sich die Fragen: Ist die Gesamtheit der hier als „Seitenberger Glimmerschiefer" bezeichneten Gesteine wirklich zusammengehörig, oder lassen sich bestimmte tektonische Einheiten voneinander unterscheiden, die verschiedenen Inhalt haben? 2. Lassen sich innerhalb der Glimmerschiefer verschiedene stratigraphische Horizonte auseinanderhalten? Erheben sich Parallelen zu anderen, stratigraphisch datierbaren Gebieten? Schließlich: welches sind die inneren Beziehungen der Seitenberger Glimmerschiefer zum Schneeberggneis, zur Tektonik und Metamorphose des ganzen Gebietes?

Zum ersten habe ich bereits in jenem Abschnitt, der die räumlichen Lagerungsbeziehungen zueinander behandelte, klargestellt, daß die Seitenberger Glimmerschiefer tatsächlich im ganzen Raum der südöstlichen Grafschaft die gleiche tektonische Rolle spielen. Sie liegen stets im Hangenden der Gersdorfer- und Schneeberggneise und zeigen eine gleichartige Verformung wie die Schneeberggneise. (Es ist hier zunächst abgesehen von jenen Glimmerschiefern, die im äußersten Südosten des Blattes Wilhelmstal und auf Blatt Bielendorf auftreten, diese werden besonders behandelt werden.) Aus tektonischen Gründen ist also eine Zerreißung der Glimmerschiefer z. B. der Kühberge und der Landecker Mulde nicht durchzuführen. Dasselbe gilt aber auch von der Gesteinsgesellschaft innerhalb der Glimmerschiefer.

Nehmen wir wieder die Glimmerschiefermulde von Seitenberg zum Ausgangspunkt. Trotz Zerstückelung durch jüngere Brüche ist hier ein einfacher, umlaufender Zonarbau verschiedener Gesteinsarten klar erkennbar. An der Basis gegen den Orthogneis liegt ein ziemlich mächtiger Quarzit. Darüber folgt ein Stockwerk, das überwiegend aus dunklen biotitreichen Granatglimmerschiefern besteht, zwischen denen mehrere gut aushaltende Lagen schwarzer Graphitquarzite auftreten. Nach dem Verschwinden der Graphitquarzite stellen sich in den Glimmerschiefern mehr und mehr Feldspatholoblasten ein und in diesen gefeldspateten Glimmerschiefern liegen mächtige Marmorzüge, die am Kreuzberg bei Seitenberg und anderen Punkten in großen Brüchen als geschätzte Werksteine abgebaut wurden. Mit diesen Kalken sind am Kreuzberg Amphibolitlager eng verknüpft. Dieselbe Gesteinsgesellschaft herrscht auch in der Landecker Mulde, wo ebenfalls in großen alten Brüchen die Marmore und die mit ihnen verfalteten Amphibolite bei Leuthen ausgezeichnet aufgeschlossen sind. Graphitquarzite herrschen bezeichnenderweise in den Randzonen der Mulde gegen die Gneise hin und geben einen deutlichen Hinweis auf eine der Seitenberger Mulde entsprechende Zonargliederung in den Glimmerschiefern. Auch in der stärker tektonisch verschleiften Glimmerschieferzone von Schönau-Reichenstein treten dieselben mächtigen Kalke auf (z. B. Gucke bei Reichenstein, die Kalke der Arsenerzlagerstätte „Reicher Trost", ebenso auch noch auf Blatt Ullersdorf und nahe dem Westrand von Blatt Landeck). Ebenso finden sich dieselben Graphit-

quarzite. Einen gewissen Unterschied bildet das reichlichere Auftreten von Amphiboliten sowie von leptitischen Gneisen, die vielleicht als Abkömmlinge von Keratophyren zu deuten sind. Diese Unterschiede bedeuten also ein stärkeres Hervortreten einer eruptiven Fazies in der Schichtfolge. Tatsächlich schwankt der Anteil solcher Euptivfazies am Schichtaufbau auch in nicht-metamorphen Gebieten klarer einheitlicher Tektonik so rasch, daß allein aus diesem Merkmal keine weiteren Schlüsse gezogen werden dürfen, zumal in der Landecker Mulde ein Übergang zwischen beiden Ausbildungen gegeben scheint. — Im Gebiet der Kühberge überwiegt wieder die kalkige Ausbildung und die eruptive tritt zurück. Auch hier fehlen weder die bezeichnenden Graphitquarzite noch die Quarzitschiefer von Seitenberg.

Eine so mächtige Kalkformation in tektonisch gleichartiger Lage, begleitet von der gleichen übrigen Gesteinsgesellschaft in einem zusammenhängenden Raum — ich wüßte wirklich nicht, was für Beweisgründe — bei dem vollkommenen Mangel an Fossilien — noch beigebracht werden könnten, um zu erhärten, daß es sich um eine zusammengehörige Serie und darin um einen einheitlichen Leithorizont von Kalk handelt. Die „Seitenberger Glimmerschiefer" haben also in dem ganzen betrachteten Bereich denselben stratigraphischen Inhalt. Eine Zerreißung in „Fenster" und „Deckscholle" ist auch hiernach nicht gerechtfertigt.

Die weitere Frage, ob sich innerhalb der Glimmerschiefer verschiedene stratigraphische Horizonte auseinanderhalten lassen, ist bereits in meinen Ausführungen beantwortet. Zweifellos ist die klastische basale Quarzitserie, ebenso der Graphitschiefer führende Horizont, dann die Kalke und das Eruptiv-Stockwerk eine Folge verschiedener Schichten, die sich gegenseitig überlagern. Wo die gegenseitige Lagerung im Verhältnis zu den liegenden Gneisen beobachtet und geprüft werden kann, wie in der Seitenberger Mulde und der Landecker Mulde, ist die Aufeinanderfolge stets so, daß die quarzitische Serie unten liegt und darüber die kalkige und amphibolitische folgt. Da keine Gründe dafür angeführt werden können, diese Reihenfolge für überkippt zu halten, betrachte ich sie als normale Altersfolge.

Wie steht es nun mit dem Vergleich in anderen Gebieten und der Einstufung?

Greifen wir zunächst nur in die allernächste Nachbarschaft! Die Fortsetzung der Reichensteiner Glimmerschiefer, Amphibolite und Kalke zieht sich um den Südrand des Glatz-Reichensteiner Syenitmassivs herum und setzt sich in derselben Ausbildung in der Südhälfte von Blatt Glatz fort. Bei Pischkowitz treten auf dem gleichen Blatt auch schöne Graphitquarzite auf. Jenseits der Steinetallinie herrscht im Raum des „Schwenzer Waldes" wiederum die Kalkformation zusammen mit mächtigen grünen Gesteinen und ist schließlich auf schwächer deformierte und weniger metamorphe Phyllite aufgeschuppt. Damit haben wir diese Formation bereits bis in die Nachbarschaft des Eulenmassivs verfolgt.

Für dieses Glatzer Kristallin hat Bederke bewiesen, daß es vorober-devonisch gefaltet und metamorph ist (Aufarbeitung in den oberdevonischen Basisschichten). Da nun aus der anstoßenden, nicht-metamorphen „Warthaer Scholle" zwar Obersilur aber keinerlei Unter- und Mitteldevon bekannt ist, ist es sehr wahrscheinlich, daß auch in dem Bereich des heutigen Kristallins Unter- und Mitteldevon fehlt, die darin enthaltenen Schichten also noch höheres Alter besitzen. Bederke hielt sie daher für kambrosilurisch. Nun paßt aber

hierzu die festgestellte Reihenfolge der Gesteine nicht. Denn das Gotland ist in den Mittelsudeten wie üblich in Alaun- und Kieselschieferfazies entwickelt. Die Graphitquarzite sollten also über der (kambrischen) Kalkformation liegen. Dieser Widerspruch läßt sich lösen, wenn wir die Verhältnisse im Bober-Katzbachgebirge mitheranziehen. Hier ist durch die Arbeiten der letzten Jahre (Dahlgruen, Lee u. a.) sichergestellt, daß unter dem mächtigen, kalkigen Unterkambrium Algonkium mit Graphitquarziten heraustaucht (Altenburger Schichten). Es ist also durchaus möglich, daß im Kristallin des Glatzer Schneegebirges nicht Kambrium + Silur vertreten ist, sondern Algonkium + Kambrium. Es wird dagegen eingewandt werden, daß im Bober-Katzbachgebirge keine Diskordanz zwischen Kambrium und Gotlandium nachweisbar ist. Doch sind diese Verhältnisse ohne weiteres auf unser Gebiet übertragbar? Ich glaube nicht. Setzt nicht das Obersilur im Warthaer Gebirge mit klastischen Quarziten ein? Und ist es nicht auffallend, wie vollkommen es in dem ganzen Falten- und Schuppenbau dieser Scholle von seiner Unterlage abgetrennt ist? Dies ist doch kaum anders erklärbar, als daß es auf einem anders bewegten, wahrscheinlich bereits vor-obersilurisch versteiften Sockel aufruht. Diese Tatsachen und Schlüsse scheinen mir sehr die Vorstellung zu stützen, daß im Bereich des Glatzer- und des Schneegebirgskristallins die kaledonische Orogenese sich nicht nur nach-obersilurisch, sondern in einer sehr kräftigen Phase auch vorobersilurisch ausgewirkt hat und daß nur solche vorobersilurisch deformierte Gesteine das Kristallin aufbauen.

Die oben vorweggenommene Annahme, daß der Kalkhorizont im Schneegebirgskristallin ident ist mit den kambrischen Kalken des von Görlitz nach dem Bober-Katzbachgebirge sich erstreckenden Zuges, wird nicht nur durch allgemeine stratigraphische Erwägungen nahe gelegt, sondern auch durch eine außerordentliche Ähnlichkeit der Gesteinsausbildung selbst, von der ich mich auf gemeinsamen Begehungen mit Herrn Dahlgruen überzeugen konnte. Zum Vergleich können namentlich die Brüche im Schwenzer Wald und in der Landecker Mulde dienen.

Nach dieser Datierung der Seitenberger Glimmerschiefer wenden wir uns nun den inneren Beziehungen zu zwischen ihnen und den unterlagernden Schneeberggneisen. Grundsätzlich verschiedene Möglichkeiten wären: 1. Der Orthogneis ist älter, die algonkisch-kambrische Serie liegt transgressiv auf. 2. Der Orthogneis ist jünger und kontaktmetamorphosiert sein Dach. 3. Der heutige Verband ist rein tektonisch, d. h. es handelt sich um gemeinsam verformte und umgewandelte kristalline Schiefer, (die sich sowohl aus 1. wie 2. entwickelt haben könnten).

Die gesetzmäßige Zwischenschaltung der Schneeberggneise zwischen den Gersdorfer Komplex und die Seitenberger Glimmerschiefer macht es ganz unwahrscheinlich, daß der Schneeberggneis älter sein sollte und die Seitenberger Glimmerschiefer auf einer beliebigen Peneplain über ihn sich ausgebreitet haben sollten. Diese Unwahrscheinlichkeit erhöht sich zur Unmöglichkeit, wenn wir uns vergegenwärtigen, daß sowohl unter der Seitenberger Mulde, wie in Resten am Rand der Landecker Mulde, ferner nördlich Konradswalde und am Blauen Berge bei Winkeldorf Teile einer aplitischen Randfazies des Orthogneises erhalten sind. (Diese vorwaltend aus Quarz und Orthoklas bestehenden Gesteine sind allerdings meist sehr kräftig durchbewegt, so daß unter Umständen ihre Abtrennung von den überlagernden

„Grenzquarziten" der Glimmerschiefer in Frage gestellt ist und dann zu erwägen bleibt, ob es sich bei diesen Gesteinen nicht gerade um eine alte transgressive Arkose über den Orthogneisen gehandelt haben könnte. Doch sind die Übergänge zu typischem Orthogneis, die ich bei Klessengrund und am Kalkofen bei Alt-Mohrau sammeln konnte, so überzeugend, daß ich sie als genügenden Beweis betrachte.) Nur sehr untergeordnet fanden sich in meinem Arbeitsgebiet auch Gneiseinschaltungen in den Glimmerschiefern, die als verschleifte Injektionen deutbar sind, so südlich des Hutberges bei Reyersdorf auf Blatt Landeck. In größerem Maß scheinen solche Injektionen nach persönlichen Mitteilungen von Meister im Bereich des Adlergebirges vorzukommen, ebenso spielen sie im Schwenzer Wald nördlich der Steinetallinie eine größere Rolle.

Für das jüngere Alter des Orthogneises sprechen ferner die petrographischen Eigenschaften der Glimmerschiefer, so die ausgezeichnet hervortretende Feldspatung nicht nur der glimmerreichen Gesteinsarten, sondern sogar vieler Graphitquarzite. Als Beispiel sei ein solches Gestein vom Nordhang des Hofeberges bei Schreckendorf erwähnt. Hier sitzen in dem quarzitischen Gefüge rundliche Feldspatholoblasten mit bis 2 mm Durchmesser, die sich als Orthoklase erweisen. Sie sind im Kern erfüllt mit einem staubförmigen Graphitoidpigment, dessen Teilchen 0,5—3 μ messen. Außerhalb der Feldspäte ist der Durchmesser der Graphitblättchen der 10—20-fache. Eine äußere Schale der Orthoklase ist frei von Einschlüssen. Das Erngefüge ist deutlich durchbewegt und geregelt. In den Glimmerschiefern stelle ich immer wieder fest, daß mehrere Feldspatisationsphasen zu unterscheiden sind, deren erste sich in einem Chlorit-Phyllitstadium des Gefüges vollzog und eine Knospung von Orthoklas brachte. In einer zweiten Phase stellte sich rasch der heutige externe Mineralbestand mit Anlage neuer s-Flächen ein. Die vorher entstandenen, kristallographisch begrenzten Orthoklase, werden von Albit-Oligoklas umhüllt und verdrängt. Die spindligen Außenformen, Anlage von Streckungshöfen beweisen, daß diese zweite Phase gleichzeitig mit Gefügebewegungen verlief. In diese Phase scheint auch die Blastese von Staurolith und Granat zu gehören, sowie die der externen Biotite (mit verdrehten Internstrukturen). Die Albitisation hat z. T. die Durchbewegung überdauert, da in einigen Schliffen die externe Muskovitflaser sekundär albitisiert ist. In den kalkigen Glimmerschiefern am Südhang des Kreuzberges bei Seitenberg haben sich basischere Plagioklase (Andesin-Labrador) entwickelt (vgl. Bederke, 1935). Daneben treten große Putzen aus blauem Turmalin auf und Nester von Magnetit. Dies legt den Gedanken an eine pneumatolytische Kontaktmetamorphose sehr nahe. Ganz ähnliche Turmalinputzen und Turmalin führende Quarzgängchen habe ich auch in einem alten Steinbruch westlich des Kreuzberges bei Landeck in der Glimmerschieferserie gefunden. Andalusitglimmerschiefer und Andalusit-Quarzknauern in diesen Gesteinen stehen an der Abzweigung des Feldweges zum Krautenwalder Berg von der Straße Landeck—Jauernig an. Manche dunkle, biotitreiche Abart der Landecker Glimmerschiefer zeigt in ihrem Gefüge deutliche Anklänge an „Hornfelse" mit ihrem Reichtum an ungeregelt durcheinandersprießenden Biotitblättchen. Diese Beobachtungen zeigen, daß allgemein vor der Orthoklasierung ein feinkörniger, wenig kristalliner Zustand vorhanden war, daß diese Orthoklasierung sich anscheinend in tektonischer Ruhe vollzog, daß daran anschließend aber unter wesentlichen Gefügebewegungen eine Umbildung zu kristallinen

Schiefern erfolgte, während derer eine pneumatolytische bis hydrothermale weitere Durchtränkung des ganzen Gesteinskörpers fortdauerte.

Es liegt sehr nahe, die Orthoklasierung auf den Schneeberggneis zu beziehen, dessen Kalireichtum in die Augen springt. Die Albitisation braucht aber deswegen nicht auf einen anderen Magmenkörper bezogen zu werden. Ein Wechsel in der Abgabe der Alkalien oder eine Verschiebung in ihrem Gleichgewicht ist bei geänderten physikalischen Zuständen des ganzen Raumes durchaus möglich. Eine andere Frage ist, ob sich beweisen läßt, daß die geschilderten Wirkungen vom Schneeberggneis ausgingen und nicht z. B. von einem in der Tiefe versteckten jüngeren (variszischen) Intrusiv in Analogie zu Bederke's Vorstellungen. Als Beweis scheint mir zulässig, daß die typische Kristallisation der Seitenberger Glimmerschiefer in der Schönau-Reichensteiner Zone und entlang der Bieletalstörung diaphthoritisch verändert wird. Diese Umformung zu Myloniten und Serizit-Chloritphylliten ist zu einem wesentlichen Teil älter als die Intrusionen des Glatz—Reichensteiner Syenits und des Jauersberg-Granits, für die frühvariszisches Alter feststeht. Denn diese Intrusion bringt ihrerseits eine Kontaktumwandlung der Diaphthorite hervor. Die Relikte von Disthen, Staurolith, Granat, Albit in diesen Gesteinen beweisen also ein vorvariszisches Alter der Seitenberger Kristallisation. Genau dieselbe Ableitung gilt auch für die Gesteine des Schwenzer Waldes. Hier habe ich zwischen den vergrünschieferten Amphiboliten und den kristallinen Kalken auch phyllonitisierte Glimmerschiefer feststellen können mit Relikten großer Feldspatholoblasten, Granaten, grobschuppiger Muskovite und Biotite und grober Putzen und Büschel von Turmalin, die alle mechanisch verschleift und in eine Serizitschmiere eingehüllt sind. Da der ganze dortige Faltenbau voroberdevonisch abgeschlossen ist (das Oberdevon greift mit 90^0 Diskordanz über die Faltenstengel weg), so bleibt hier für die aufsteigende und die absteigende Metamorphose nur ein voroberdevonisches Alter übrig. Die Seitenberger Kristallisation ist also jedenfalls kaledonisch und da magmatische Mitwirkung feststeht, müssen wir diese auf den Schneeberggneis beziehen.

Die Besonderheiten des vorliegenden Falles — der Mangel an Apophysen in den Glimmerschiefern und das Fehlen von Schollen in den Schneeberggneisen sowie die Parallelschlichtung der beiden Gesteinskörper muß sich aus der tektonischen Geschichte erklären. (Die kräftigen para- bis postintrusiven Bewegungen haben Injektionen erschwert und vorhandene verwischt.)

Der Bielendorfer Glimmerschieferzug, die Tonalite des Bielengebirge und ihre Beziehungen zum bisher behandelten Kristallin des Schneegebirges

Bisher bin ich einer Besprechung der SO-Grenze der Gersdorfer Gneise auf Blatt Wilhelmstal und Bielendorf und der nach SO folgenden Gesteinszonen aus dem Weg gegangen um den Bauplan des Kristallins des Glatzer Schneegebirges im engeren Sinne erst einmal klarlegen zu können. Nachdem dies geschehen ist, läßt sich das andere nachholen.

Die Grenzfläche selbst tritt am Hinteren Platzenberg im Süden auf deutsches Reichsgebiet und verläuft nach NO in Richtung Neu-Bielendorf. Hier ist sie durch den Neu-Bielendorfer Sprung in ihrem Ausstrich um fast 2 km nach NW verlegt und verläuft dann in leicht geschwungenem Bogen weiter nach NO bis sie östlich Neu-Gersdorf den deutschen Boden wieder verläßt. Im ganzen Verlauf grenzen Gersdorfer Gneise und (Bielendorfer)

Glimmerschiefer aneinander. Daß hier aber kein normaler Verband besteht, das zeigt schon die Verschiedenheit der Innentektonik beider Teile. Die Faltenachsen der Gersdorfer Gneise streichen N 10—20° O und tauchen mit etwa 20° nach NNO. Im Glimmerschiefer ist das Achsenstreichen deutlich mehr NO gerichtet (N 35—40°) mit etwa 30° Einschieben NO. Die s-Flächen der Glimmerschiefer fallen mit 40° NW unter die Gersdorfer Gneise ein. Im Fortstreichen nach SW ergibt sich, daß die Grenzfläche auf tschechischem Boden in der Tat den internen Bau des Glatzer Schneegebirgskristallins schräg abschneidet, so daß sehr bald der Schneeberggneis an die Bielendorfer Glimmerschiefer herantritt und ebenfalls von ihnen unterteuft wird.

Legen wir einen Querschnitt durch die Bielendorfer Zone, so bekommen wir eine regelmäßige Zonarfolge verschiedener Gesteine: Zunächst der Gersdorfer Gneise liegen Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Graphitquarziten, kristallinen Kalken, Kalksilikatschiefern, dann folgt ein schmales Band eines hellen Gesteins, das bisher als Quarzitschiefer bezeichnet wurde, in der Tat aber ein aplitischer Gneis ist, mit oft ausgezeichnetem Lagenbau, reliktischen Orthoklasaugen, kleinen Granaten. Ich muß es vorläufig offen lassen, ob es sich hier um einen Schubspan von Gersdorfer Gneis handeln könnte, oder um eine mitverfaltete Orthogneisintrusion. Es folgen neuerdings stark phyllonitisch umgeprägte Glimmerschiefer und dann die Amphibolite und Tonalite des schon erwähnten Eruptivzuges des Bielengebirges, der von Kretschmer (1917) zuerst bearbeitet wurde. In unserem Gebiet liegen zentral grobkörnige Tonalite und Hornblende-Quarzdiorite, beidseitig flankiert durch Gabbroamphibolite mit gabbroiden Relikten. Nach SO schließen sich daran wieder Glimmerschiefer mit reichlichen Einschaltungen von Graphitquarziten an. Daraus entwickelt sich an der Grenze der Wetzsteinquarzit des Wetzsteinkammes, auffällig durch sein feines Korn und lebhafte Liegende Spezialfaltung mit SO-Vergenz. Kuppelförmig hebt sich auf tschechischem Gebiet die „Altstadt-Serie" Bederke's heraus, die mit ihren kristallinen Kalken, Graphitquarziten, Amphiboliten den Glimmerschiefern nördlich des Eruptivzuges und ebenso auch den Gesteinen der Seitenberger Glimmerschiefer sehr ähnelt. Sie bildet das Hangende der Goldensteiner Überschiebung und ruht auf dem silesischen Unterdevon auf.

In diesem Zonarbau ist vor allem die Frage von Belang: Sind die Glimmerschiefer nördlich und südlich des Eruptivzuges ident oder stellen sie stratigraphisch oder tektonisch verschiedene Einheiten dar? Soweit auf deutschem Boden überblickbar, ist die Gesteinsgesellschaft in beiden Zonen sehr verwandt. Abweichend ist die Einschaltung des oben erwähnten laminierten Gneises in der nördlichen Zone und vielleicht ein geringer Unterschied in der Kristallinität, der nach meiner Ansicht in den bisherigen Arbeiten zu stark betont worden ist. Es ist richtig, daß in dem südlichen Streifen häufiger Reste einer mesozonalen Ausprägung als Zweiglimmerschiefer mit Porphyroblasten von Granat, Staurolith und Albitoligoklas erhalten sind, doch auch an diesen ist eine Umfältelung, Zerscherung unter starker Kornzerkleinerung regelmäßig zu beobachten und nicht selten eine Hornfelsitisierung in Interferenz mit dieser Phyllonitisierung. Darauf ist eine Neubildung kleiner Biotite in den Knick- und Scherzonen der älteren großen Muskovite zurückzuführen. Im nördlichen Schieferstreifen ist die Umformung mehr blastomylonitisch verlaufen, die Kontakteinflüsse erscheinen stärker. Doch auch hier sind Reste großer Granatholoblasten erhalten geblieben und sprechen

dafür, daß vor der letzten mechanischen Durcharbeitung und der damit interferierenden Kontaktbeeinflussung ein Glimmerschieferzustand vorhanden war. Eine grundsätzliche Trennung der beiden Streifen scheint mir daher nicht nötig. Sind sie aber zu vereinigen, dann wird die Wahrscheinlichkeit sehr groß, daß auch der zwischen ihnen liegende Eruptivzug nicht als eine beliebige Intrusion zu verstehen ist, sondern als eine tektonische Bauform. Hierfür spricht die Einpassung in den tektonischen Rahmen, die beidseitige Flankierung mit basischen Gesteinsvarietäten (bei einem schräg das Gebirge durchsetzenden Gang oder Lager wäre eine einseitige Anhäufung des basischen Materials zu erwarten) und schließlich das tatsächliche Eingreifen der Eruptivzone in den Kuppelbau von Altstadt—Groß-Würben. Dies läßt den „Gang" Kretschmer's als ein mitgefaltetes Lager erscheinen, das in sich selbst eine zusammengelegte Mulde ist. Dann erscheint aber die ganze Bielendorfer Zone als eine von ihrer Unterlage abgeschürfte und auf ihr Vorland überschobene Großmulde, die ihrerseits von dem nachrückenden Groß-Sattel als höherer Schubeinheit überfahren ist. Die Bielendorfer Glimmerschiefer werden bei dieser Betrachtungsweise dem Dach der Gneise des Schneegebirges gleichgesetzt. Ihre Umformung zu phyllonitischen und blastomylonitischen Gesteinen verdankten sie der variszischen Überschiebung, während sie vorher schon die kaledonische Ausprägung zu Glimmerschiefern besaßen.

Das Glatzer Schneegebirge verliert bei dieser Deutung seinen Charakter als von fern her gekommene, isolierte, wurzellose Deckscholle und erscheint als ein Kernmassiv, das in zwei Gleitbrettern erstens auf sein überfaltetes Hangendes und zweitens mit diesem als Unterlage auf den silesischen Bau aufgeschoben ist, während es nach NW unter sein primäres Dach absinkt.

Diese Anschauung berührt sich mit den von Bederke entwickelten Vorstellungen darin, daß der Eruptivzug des Bielengebirges und seine Begleitgesteine als eingefaltete Muldenzone aufgefaßt werden und nicht als eine unter den Schneeberggneisen durchlaufende Teildecke. Sie unterscheidet sich durch die Einbeziehung der „Altstädter Serie" in diesen Bauteil und die Gleichsetzung dieser Serie mit den Glimmerschiefern im Hangenden der Schneeberggneise, während Bederke diese Altstädter Gesteine als eine besondere (moldanubische) Decke auffaßt, die dem Lugikum fremd gegenüber steht.

Diesen Auffassungen kann nur noch eine Synthese entgegengestellt werden, die in der Glatzer Scholle das unter dem Schneegebirge wieder heraustauchende Bielendorfer Kristallin sieht (Suess, Koelbl). Wäre das richtig, dann müßten wir meiner Meinung nach mindestens z. T. bei Glatz ähnliche schwebende Lagerungsformen antreffen wie in der Kuppel von Altstadt—Groß-Würben oder müßten doch recht häufig geringe Fallwerte treffen. Statt dessen überwiegen im Glatzer Kristallin mittlere und steile Fallwerte, die viel eher einer normalen, nach N bewegten, isoklinalen Faltung entsprechen als einer nach SO absteigenden Tauchdecke. Ein zweites Dilemma ergibt sich daraus, daß im Glatzer Kristallin die tektonische Formung vor-oberdevonisch ist und der so geformte Bau bereits von Oberdevon eingedeckt wird, während die Bewegung der Bielendorfer Serie über das silesische Devon „variszisch" und wahrscheinlich erst postoberdevonisch erfolgte. Ich kann daher im Glatzer und Bielendorfer Kristallin nicht Teile einer unter dem Schneegebirge durchlaufenden tektonisch-mechanischen Einheit sehen.

Die Schollentektonik

Durch Rode wurde in seiner Bearbeitung der saxonischen Tektonik in den Sudeten sehr stark das bereits von Petrascheck 1904 erkannte Moment in den Vordergrund gerückt, daß die saxonische Bruchtektonik in sehr weitgehendem Maß durch das ältere Gefüge des Untergrundes bedingt wurde. Das Schulbeispiel hierfür ist das Einschwenken des Neißegrabens in die NS-Richtung des Kristallins der Schneebergscholle.

Aus meinen, bei der Aufnahme gewonnenen Erfahrungen muß ich dem Rode'schen Satz seine Umkehrung zufügen: Daß nämlich in hohem Grade die im Streichen und Fallen ausdrückbare tektonische Orientierung des Untergrundes durch die jüngere Bruch-Tektonik bedingt ist. Der Grund hierzu liegt in der Häufigkeit ursprünglich schwacher Fallwinkel im Kristallin infolge des Überfaltungsbaues nach SO.

Dieser Faltenbau wurde durch Brüche durchschnitten und in Streifenschollen zerlegt (z. B. das System der Landecker Quellspalten und der im Bieletal bei Landeck verborgenen Störung, die Brüche innerhalb der Karpensteinkuppel und an ihrem SW-Rand, die sich über Schreckendorf und Winkeldorf in die Bieletalstörung bei Ullersdorf fortsetzen). In all' diesen Fällen ist erst durch eine Kippung der Streifenschollen eine Anpassung des Streichens der kristallinen Schiefer an das Streichen der Brüche erfolgt und nicht umgekehrt der Bruch durch das Faltengefüge der Kristallinen Schiefer in seiner Lage bedingt.

Das Bild wechselt naturgemäß dort, wo bei steilerem Schichtfallen der ältere Bau in der Tat die Mechanik der Bruchauslösung beherrschen kann, wie z. B. in der Umgrenzung der Klessengrunder Mulde.

Aber die vorgenannten Beispiele geben einen klaren Beweis dafür, daß erstens jüngere Tektonik das tektonische Bild eines älteren Komplexes stark verändern kann und zweitens, daß nur Einmessung der Faltenachsen Trugschlüssen über Faltenvergitterungen usw. vorbeugen kann. Von den verschiedenen Bruchlinien kommt besondere Bedeutung dem Neu-Bielendorfer Sprung zu, der nach NW streichend sich mit dem Bieletal—Roter-Berg-Sprung vereinigt. Ich habe oben Gründe vorgebracht, die mich annehmen lassen, daß hier ein sehr alter (vielleicht schon präkaledonischer) Schollenrand liegt, der naturgemäß in späteren Bewegungsphasen mehrfach aufgerissen wurde. Es handelt sich hier um eine der Karpinskyschen Linien, die u. a. die Anlage der mittelsudetischen Mulde bedingt haben.

Die wahre Lage der Störungsflächen konnte ich nur an wenigen Punkten messen. Das Störungsbündel, das von den Landecker Thermalquellen zum Grauen Stein streicht, ist in einem Hohlweg am Rande des Tälchens südöstlich des „Grauen Steines" aufgeschlossen. Es streicht N 125° O und fällt mit 70—80° NO.[1]) Der Neu-Bielendorfer Sprung ist an der Albrecht-Straße nördlich des Mühlbaches mit N 130° O und 80° NO F meßbar. Nordwestlich davon markieren an der Steinstraße verquarzte Mylonite mit N 155° O Str. und nahezu saigerem Fallen das Durchlaufen einer zweiten Störungsschar, die den Neu-Bielendorfer Sprung ihrerseits verwirft. Der Randbruch der Schneegebirgsscholle gegen den Neißegraben streicht nach Rode etwas NS und fällt

1) Die gleiche Lage ergibt sich auch für den Bieletalsprung südlich Obereisersdorf auf Blatt Ullersdorf.

mit 80° nach Ost unter die Gneise ein, die also etwas über die Kreide aufgeschoben sind. Die postkretazische Sprunghöhe wird von ihm mit etwa 1200 m angegeben (während Leppla die Hälfte schätzt).

Für die zeitliche Einstufung der Bruchtektonik im Kristallin ist das Auftreten von Eruptivgängen von großem Belang. Solche vogesitische bis kersantitische oder Minette-Gänge finden wir z. B. bei Landeck in der Fortsetzung der Thermalspalte gegen den Grauen Stein, wie schon Dathe bei seiner unvollendet gebliebenen Aufnahmen von Blatt Landeck feststellte. Der gleiche Vogesit wurde auch bei Ausschachtungen an der Marienquelle in Bad Landeck wieder getroffen und findet sich in Gangtrümmern in der streichenden Fortsetzung nach SO zwischen Achillesfelsen und Hohenzollernfelsen im Stadtforst. Dieselbe Streichrichtung besitzt ferner ein langes Gangstück zwischen Eulenberg und Wolfsberg im Südteil von Blatt Landeck, ebenfalls auf einer Verwerfung aufsitzend. Auf Blatt Wilhelmstal wurde von Dathe südlich des Bauerberges bei Seitenberg ein weiterer Lamprophyrgang aufgefunden, den Berg nach unveröffentlichtem Bericht im Archiv der Geol. Landesanstalt in den Mariannenbrüchen nördlich des Seitenberger Kreuzberges wieder nachweisen konnte. In seiner weiteren SO-Fortsetzung fand ich diesen Gang nördlich Alt-Mohrau auf sicherer Verwerfung wieder auf. Nörlich des Platzenberges, am SW-Rand des Glimmerschiefergrabens von Kamnitz, stellte ich einen weiteren Vogesit mit etwas steiler NW gerichtetem Streichen fest. Dieser steht wahrscheinlich nach SO in Verbindung mit einem weiteren Gangtrum, das im Hangenden der Kalke und Kalksilikatfelse auftritt, wo diese den Ersten Schneegrund kreuzen. Weniger sicher ist die räumliche Lage eines Kersantits, der ziemlich am Nordende des Kamnitzer Grabens (nördlich „Kamnitz" auf dem Blatt 1:25 000) in Lesesteinen von mir angetroffen wurde. Hier könnte sowohl eine Bindung an NS-streichende wie an NW-SO verlaufende Brüche vorliegen. Südlich des Höllenkopfes, beim Zollhaus von Neu-Mohrau konnte ich dagegen aus der vorhandenen Bestreuung einen ONO-Verlauf eines Ganges mit ziemlicher Sicherheit auskartieren. Dieser ist vielleicht ein ausgelenktes Ende jener NW-streichenden Störung, die von Klessengrund herüberkommend den Kamnitzer Glimmerschieferzug im Norden abschneidet. Dieses NW-SO-Streichen kommt wahrscheinlich auch einem Vogesit zu, den ich am Salzberg zwischen den Zwieselgräben reichlich im Schutt vertreten fand. Dagegen lassen sich keine sicheren Angaben über den Verlauf eines Vogesitganges machen, von dem Lesestücke an der Mährischen Straße südlich des Mährischen Grabens verbreitet sind. Doch da dieses Vorkommen zusammenfällt mit dem Aufhören des Blastomylonitgneises innerhalb des Bielendorfer Glimmerschieferzuges, so ist auch hier anzunehmen, daß der Gang auf einer Störung aufsitzt. Den bisher genannten Vorkommen sind noch anzuschließen zwei kleine Minettegängchen, die im Bahneinschnitt westlich des Haltepunktes Olbersdorf anstehen. Die Kontaktflächen der Gänge streichen NS bis N 170° O und fallen 80° O ein. Die sehr deutliche Schieferung in den Minetten liegt N 110° O und fällt 50° S, während die s-Flächen der anstoßenden Gneise N 170° O streichen und 25° ONO einfallen. Die b-Achse der Gneise streicht N 80° O und taucht mit 25° ONO, die Gänge gehen einer Störung im „Roten-Wiesentälchen" parallel und sitzen selbst auf einer Störung.

Die Aufzählung dieser Vorkommen dürfte überzeugt haben, daß die Lamprophyrgänge in unserem Gebiet in der Tat sehr überwiegend an NW-SO und an NS-Störungen gebunden sind. Dasselbe gilt für die entsprechenden

Gänge in der weiteren Nachbarschaft. So habe ich auf Blatt Neurode bei der Neuaufnahme den Kersantitgang der Gabersdorfer Wustung als Begleiter der überkippten N-Randstörung des Rotwaltersdorfer-Rotliegendgrabens nachweisen können. Mit dieser Störung löst er sich nördlich des Schauhübels vom Rand des Rotliegenden ab und kennzeichnet eine interne Schuppung innerhalb des Culm- und Silurgebietes. In ähnlicher Weise begleitet der Kersantit des Quitzenberges mit NS-Streichen östlich Volpersdorf die Grenze zwischen Oberkarbon und Eulengneis und tritt — an NW-streichenden Störungen verschuppt — in das Gebiet der Waldenburger Schichten über.

Kersantite tauchen ferner als Begleiter der mit Culm erfüllten Gräben innerhalb des Eulenmassivs oder auf ähnlich gerichteten Störungen in den Eulengneisen auf, so besonders gehäuft in der Nachbarschaft des Eulen-Randbruches auf Blatt Reichenbach. In der gleichen Lage begleitet ein etwa 8 m mächtiger feinkörniger Aplitgang den Randbruch auf Blatt Langenbielau.

Es ist also kein Zweifel, daß bei oder nach dem Entstehen NW, NNW und NS streichender Störungen in dem ganzen Raum der Mittelsudeten Magmeneinschübe aufgetreten sind, vorwiegend lamprophyrischen, seltener aplitischen Charakters. Es darf als ausgeschlossen gelten, daß diese Intrusionen in der postkretazischen, tertiären Phase saxonischer Gebirgsbildung sich ereignet haben. Denn die einzigen Zeugen tertiären Vulkanismus in unserem Gebiet, die Basalte von Leuthen und des „Grauen Steines" bei Landeck, zeigen einen ganz abweichenden Charakter. Die Lamprophyre können zweifellos nicht als Tiefenfazies von Basalten aufgefaßt werden.

Andererseits halte ich es nicht für richtig, das Vorkommen von Lamprophyrgängen im Bereich des Glatz-Reichensteiner Syenitmassivs als einen Beweis für eine genetische Bindung aller oben aufgezählten Gänge an die syenitisch-dioritischen frühvariszischen Intrusionen zu betrachten. Denn die Bindung der Lamprophyre an Störungen, die Culm verwerfen oder gar auf Rotliegendes überschieben, ebenso das gangförmige Aufsetzen in Waldenburger Schichten macht ein spätvariszisches Alter dieser Gänge wahrscheinlich. Dies paßt auch besser zu dem Stil der Tektonik. Wenn wir nun bedenken, daß im Unterrotliegenden in den ganzen Sudeten gewaltige Magmenmassen als Melaphyre und Porphyre gefördert wurden, so erscheint es nicht unwahrscheinlich, daß in den genannten Gängen in den heute vom Rotliegenden abgedeckten Gebiet Wurzeln dieser Magmen vorliegen. Dies anerkennen, heißt zugeben, daß ein recht erheblicher Teil der Brüche nicht erst saxonisch, sondern bereits spätvariszisch angelegt worden ist. Dies wird für ein Beispiel am Nordende des Adlergebirges auch von Rode bestätigt, der sich hier auf die Kartierungsergebnisse Meister's stützt. Bei dem Fehlen jüngerer Schichten ist es im Raum der Schneebergscholle selbstverständlich vollständig unmöglich, den Anteil solcher spätvariszischer Bewegungen von solchen saxonischen Alters zu unterscheiden und abzugrenzen.

Es erscheint also als eine dringende Frage zu klären, ob petrographisch und chemisch die „Lamprophyre" der Mittelsudeten Beziehungen zu den Porphyriten und Metaphyren des Unterrotliegenden besitzen.

Hierüber, wie über die Petrographie des Schneebergkristallins wird in einem 2. Teil der Arbeit gesondert berichtet werden.

Zusammenfassung

Das Glatzer Schneegebirge besteht aus drei verschiedenen Gesteinseinheiten:

1. den „Gersdorfer Gneisen"
2. den „Schneeberggneisen"
3. den „Seitenberger Glimmerschiefern".

Der erste Komplex ist sehr wahrscheinlich archäisch und besteht aus teilweise vergneisten Granuliten mit innigem Migmatikkontakt mit einer eintönigen Paraserie (Mühlbach-Serie). Der zweite ist ein mächtiger Orthogneiskörper wahrscheinlich frühkaledonischen Alters, der dritte besteht aus algonkischen und kambrischen Schichten, deren ursprünglicher Kontakt zum Orthogneis durch fortdauernde kaledonische Bewegungen verwischt wurde, wobei die ganze Serie zu kristallinen Schiefern umgeprägt wurden.

An seinem SO-Rand ist der Gneiskern des Schneegebirges überschoben auf die „Bielendorfer Glimmerschiefer", die ein diaphthorisches Aequivalent der Seitenberger Glimmerschiefer sind. Die Bielendorfer Serie wird dem entsprechend als eine vom nachrückenden Groß-Sattel überfahrene Großmulde gedeutet, die unter den Schneegebirgsgneisen ihr Ende findet. Das Kristallin und das Paläozoikum der Glatzer- und Warthaer Scholle wird dagegen in den Hangendflügel des Schneegebirgssattels gestellt, der nach NO unter diesen Schichten verschwindet. Die gemessenen tektonischen Daten zeigen, daß im Schneegebirge eine Scharung verschiedener Faltenbögen stattthat, wie Cloos annahm und keine Vergitterung (Leppla) oder Halbfenster-Bau (Koelbl).

Das scheinbar abrupte Absetzen verschiedener Streichen ist durch Schollenverkippungen bedingt. Die Brüche sind z. T. wahrscheinlich sehr alte Anlagen, größtenteils bestanden sie bereits beim Ausklang der variszischen Gebirgsbildung. Die saxonische Tektonik hat diese Brüche neubelebt.

Literaturverzeichnis

Bederke, E.: Die Intrusivmasse von Glatz—Reichenstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., H. 89. 1922.

— : Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. Pal., H. 7. 1924.

— : Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. — Geol. Rundsch., **18.** 1927.

— : Die varistische Tektonik in den mittleren Sudeten. — Fortschr. Geol. Pal., H. 23. 1929.

— : Die Grenze von Ost- und Westsudeten. — Geol. Rundsch., **21.** 1930.

— : Die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge. — Geol. Rundsch., **26.** 1935.

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

Dahlgrün, F.: Zur Altersdeutung im westsudetischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **86,** S. 385. 1934.
(Hierzu vgl. Arbeiten von Lee und Block, die in den „Beiträgen zur Geotektonik", Herausgeb. Stille, erscheinen werden.)

Finckh, L. und Götzinger, G.: Erl. z. Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammes und des Neiße-Vorlandes. — Herausgeg. von der Geol. Bundesanst. in Wien 1931.

Guckler, J.: Das Reichensteiner- und Bielengebirge. Ein Beitrag z. K. des schlesischen Gebirgslandes. — Jb. geol. Reichsanst. Wien, **47.** 1898.

Koelbl, L.: Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West- und Ostsudeten. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. math. nat. Kl., I, **136.** Wien 1927.

Kossmat, F.: Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudeten. — Cbl. Min., B. 1925.

— : Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. Landesamtes, H. 1. 1927.

— : Das Problem der Groß-Überschiebungen im varistischen Gebirge Deutschlands. — Cbl. Min., 1931, B. 1931.

Kretschmer, F.: Die Graphitablagerungen bei Mährisch-Altstadt—Goldenstein. — Jb. geol. Reichsanst. Wien, **47.** 1897.

— : Der metamorphe Dioritgabbrogang usw. im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge. — Jb. geol. Reichsanst., **67.** 1917.

Leppla, A.: Geologische und hydrologische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. H. 32. 1900.

Michael, R.: Aufnahmeergebnisse auf Blatt Glatz. — Jb. preuß. geol. L.-A., **40,** T. II, CXII. 1919.

— : Über das alte Gebirge der Grafschaft Glatz. — Z. deutsch. geol. Ges., **72,** Mon.-Ber. 96. 1920.

Neuhaus, A.: Die Arsen-Golderzlagerstätten von Reichenstein in Schlesien. — Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 56. 1933.

Petrascheck, W.: Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. — Jb. geol. Reichsanst. Wien, **59,** S. 427. 1909.

— : Das Bruchgebiet d. böhm. Anteils d. Mittelsudeten westl. d. Neißegrabens. — Z. deutsch. geol. Ges., **1904,** S. 210.

Reimer, W.: Die kristallinen Schiefer der Umgebung von Reichenstein in Schlesien. — Jb. preuß. geol. L.-A., **38.** 1917.

Rode, K.: Die saxonische Tektonik in Schlesien. — Z. deutsch. geol. Ges., **84.** 1932.

Suess, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — 1926 bei Bornträger.

— : Zur Synthese des variszischen Baues. (Gibt es einen ostvariszischen Bogen?) — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **69,** B, S. 1—34. 1932.

Thust, W.: Tektonische Untersuchungen an der Grenze von Ost- und Westsudeten. — Diss. Breslau. 1926.

Zapletal, K.: Zur Auffassung des variszischen Orogens. — Cbl. Min., B, S. 292. 1928.

Urschrift eingegangen am 3. März 1936
Druckauftrag erteilt am 17. April 1936

Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayrischen Wald und Mähren

Von Georg Fischer

Vor noch nicht allzulanger Zeit waren die Begriffe Archaikum und kristallines Grundgebirge im geologischen Denken so eng verschwistert, daß sie miteinander gleichgesetzt wurden. Die Eigenheiten stofflicher Art und des Deformations- und Injektionsbildes des kristallinen Grundgebirges wurden aus dieser Anschauung heraus als Beweise dafür betrachtet, daß im Archaikum der physikalische Zustand der Erdrinde wesentlich anders war als später.

Die fortschreitende Analyse des geologischen Baues hat erwiesen, daß diese Vorstellungen unrichtig sind. Gneisiges Grundgebirge ist zu verschiedenen Zeiten aus verschieden alten Schichten entstanden. Aus dieser Erkenntnis ergibt sich die Notwendigkeit bei der Untersuchung eines Kristallingebietes scharf zu unterscheiden zwischen dem heutigen petrographischen Zustand der Gesteine und seiner Darstellung einerseits und andererseits dem stratigraphischen Alter 1. der sedimentären Schichten, 2. der Orthointrusionen und der Metamorphosen. Erst wenn diese Punkte geklärt sind, kann die betreffende Kristallinscholle in den geologischen Bau ihrer wirklichen Bedeutung nach eingegliedert werden.

Neben der petrotektonischen Analyse der Gneise selbst wird hierzu stets das Wichtigste das Studium des Verbandes mit nicht vergneisten Schichten sein. Im Folgenden möchte ich einen kurzen Abriß meiner einschlägigen Beobachtungen in verschiedenen Teilen der Böhmischen Masse geben, die zusammen ein gutes Bild der Verschiedenartigkeit des sogenannten moldanubischen Grundgebirges liefern.

1. In Schlesien

A. Grundgebirge ohne korrelates Deckgebirge

Der Verband des „Eulengneises" mit seinem Rahmen ist, wie bekannt, ein Gegenstand heftigen Meinungsstreites. Nach meinen eigenen Untersuchungen, die ich in ausführlicher Form veröffentlichen werde, hat sich die Haupttektonik in Form großer Abscherungen im Hangenden, zwischen Gneissockel und seinem unvergneisten Dach abgespielt und das oberste Stockwerk der Gneise noch mit verformt. Dagegen kann der Eulenblock selbst als „parautochthon" im Sinne der Schweizer Zentralmassive gelten. Zur Festlegung der Altersbeziehungen ist man hier auf die Schiefer des Nimptscher Faltengrabens und die östlich anschließenden Glimmerschiefer angewiesen. Der Nimptscher Graben ist in der Tat kein „Fenster" einer vom Eulengneis und einer gabbroiden Decke überwältigten Unterlage, wie dies als möglich betrachtet wurde, sondern eine Einfaltung von oben her, die den älteren tektonischen Bau der Eulengneise + Gabbros und Peridotite schräg überschneidet.

Der große Sprung in der kristallinen Fazies zwischen Eulengneis und Nimptscher Schiefern beweist andererseits, daß diese keine — unvergneist gebliebene — Fortsetzung der Eule selbst sind. Dieser Sprung klafft noch mehr, wenn wir berücksichtigen, daß die heutige metamorphe Beschaffenheit der Nimptscher Schiefer zweifelsfrei sich ableitet von der Intrusion des Nimptscher Syenits, der selbst die fertig tektonisch verformten Eulengneise nochmals kontaktmetamorph verändert. Vorsyenitisch standen also den Eulengneisen nicht-metamorphe Sedimente gegenüber. Es bleibt keine andere Deutung als die von Meister und Bederke gegebene, daß es sich hierbei um eine transgressiv auf dem abgetragenen Rumpf der Eulengneise auflagernde Formation handelt. Allerdings kann ich die Deutung gewisser Gesteine am Rand der Schiefer als Transgressionskonglomerate mit Eulengneisdetritus nicht anerkennen. Es handelt sich hier um tektonische Erscheinungen. Der ursprüngliche Transgressionsverband ist eben durch die späteren tektonischen und magmatischen Eingriffe so weitgehend zerstört worden, daß er nicht mehr zu beobachten ist. Die Altersdeutung der Nimptscher Schiefer als Obersilur ist auf Grund der Gesteinsgesellschaft (ehemalige Lydite, Tonschiefer, Quarzite) und ihrer jungen (d. h. früh-variszischen) Metamorphose wahrscheinlich.

Als das ursprünglichere Dach der Eulengneise (das bereits vorobersilurisch vom Bereich der heutigen Eule abgetragen war) betrachte ich Glimmerschiefer wie diejenigen der Blätter Nimptsch, Tepliwoda, Camenz, deren tiefere Teile in blastomylonitisch verformte Migmatite übergehen (Gneise von Hertwigswalde), die ihrerseits den höchsten Niveaus des Eulenblockes bei Silberberg etwa entsprechen. Das Alter dieser Gesteinsgruppe ist mindestens als algonkisch bis kambrisch anzusetzen. Die Ausarbeitung zu Glimmerschiefer Intrusionen von Orthogneisen und Injektionen aplitischer und pegmatitischer Restschmelzen erfolgten höchstwahrscheinlich in einer früheren Phase der kaledonischen Gebirgsbildung. Bestehen die hier geäußerten Beziehungen zu Recht, so würde dies bedeuten, daß auch in den Eulengneisen ein wesentlicher Teil der Vergneisung und nicht nur die Diaphtorese bei der Abscherung des unvergneisten Daches in die kaledonische Orogenese fällt. Aelter erscheint eine granulitische Metamorphose.

B. Präalgonkische und kaledonische Vergneisung im Glatzer Schneegebirge

Im Glatzer Schneegebirge bildet den Kern der Gneismasse ein großer Granulitkomplex mit eklogotischen Einlagerungen. Nach außen geht er in einen hellen aplitischen Gneis über, den ich als „Gersdorfer Gneis“ bezeichne. Dieser ist z. T. als ein Orthokörper zu deuten, der durch „Vergneisung“ aus dem Granulit entstand. Zum anderen Teil ist es ein Migmatit dieses Körpers mit seinem sedimentären Dach. Auf Blatt Wilhelmstal ist in ausgezeichneter Weise der schrittweise Übergang aus den schlierigen Migmatiten in die gefeldspateten Glimmerschiefer der „Mühltalserie“ zu verfolgen. Diese stammen von einer recht einheitlichen Tonschiefer-Grauwackenserie her und enthalten keinerlei Kieselschiefer, Kalke, Quarzite und nur sehr untergeordnete Einlagerungen von Amphiboliten, die vielleicht auf alte Diabasgänge zurückgehen (vgl. die Arbeit über den „Bau des Glatzer Schneegebirges“ in diesem Jahrbuch).

Diesem zusammengehörigen Komplex der Gersdorfer Migmatitgneise und der Mühltalschiefer steht ein zweiter gegenüber, der sowohl in seinem Gneis- wie Glimmerschieferanteil jünger ist als der erste. Es sind dies die „Schneebergorthogneise" und ihr Dach, die von mir als „Seitenberger Glimmerschiefer-Serie" bezeichneten Gesteine. Der ausgezeichnet kristallgranitische Orthogneis lagert überall, wo der Verband feststellbar ist, dem Gersdorfer Gneis und den Mühltalschiefern auf und bildet eine 800—900 m mächtige Intrusivdecke. Mit seinem Untergrund ist er später zusammen verfaltet und erscheint so auch als Muldenstreifen im Gersdorfer Komplex, so mehrfach auf Blatt Landeck. Der Hangendkontakt ist stets scharf und glatt. Das Auftreten eines Quarzitlagers am Grenzausstrich auf Blatt Wilhelmstal könnte den Gedanken nahe legen, daß hier eine Transgression jüngerer sedimentärer Schichten auf einen abgetragenen Gneisrumpf vorliege, wie dies oben für das Obersilur über der Eule abgeleitet wurde, aber der Schein trügt. In Wahrheit zeigt die Untersuchung, daß sich in der Grenzfläche sehr erhebliche scherende Bewegungen abgespielt haben. Die Tektonik und Metamorphose des Orthogneises und der Seitenberger Glimmerschiefer ist gleich alt. In den Glimmerschiefern hat massenhafte Neubildung von Feldspatporphyroblasten die Gefügebewegung überdauert. Turmalinisierung und Magnetitskarnbildung in den kalkigen Gesteinen am Kreuzberg bei Seitenberg beweisen, daß eine Kontaktwirkung an der Umwandlung der Schiefer beteiligt ist.

Es ist das natürlichste, diese Kontaktwirkungen dem Schneebergorthogneis zuzuschreiben. Anscheinend hat bei schon fortgeschrittener Erstarrung und Deformation des Orthokörpers noch eine langfortdauernde Abgabe von Alkalien, Fluor, Bor und Schwermetallen auf diffusivem Weg an das Nebengestein stattgefunden. Dagegen fehlen so gut wie alle gangförmigen Intrusionen und ebenso im Schneeberggneis Schollen der Seitenberger Gesteine. Dieses Verhalten unterscheidet diesen Kontakt von den üblichen Kontakten posttektonischer Granite mit Dachzerstückelung. Trotzdem scheint mir nicht daran zu zweifeln, daß wir es mit einem Intrusivkontakt zu tun haben. Die Intrusion erfolgte synorogenetisch in die große Abscherfuge zwischen dem älteren kristallin bereits versteiften Gersdorfer Komplex und den vorher noch nicht oder nur sehr schwach metamorphen, leicht faltbaren Seitenberger Schiefern. Damit wurden beide zu einer neuen tektonischen Einheit verschweißt. Das Alter der Seitenberger Schichten muß auf Grund der Gesteinsgesellschaft als algonkisch und kambrisch bezeichnet werden. Das untere Stockwerk enthält zahlreiche Einschaltungen von Graphitquarziten neben dunklen Granitglimmerschiefern. Das obere kambrische Stockwerk enthält mächtige Marmorzüge vergesellschaftet mit Kalkglimmerschiefern, Amphiboliten und einem heute magnetisierten Roteisenlager (vgl. W. E. Petrascheck 1933).

Das Glatzer Schneegebirge enthüllt also eine doppelte Vergneisung, 1. ein rein migmatitische wahrscheinlich archäischen Alters, 2. eine diffusive Feldspatisation bis in kambrische Schichten ausgehend von einem synorogenen Orthogneiskörper. Von dem Verhalten des Kambriums in Tektonik und Metamorphose weicht im Glatzer Gebiet das des Obersilurs stark ab. Es erscheint daher berechtigt die Intrusion des Schneeberggneises und die zugehörige Tektonik und Metamorphose in eine vorobersilurische Phase der kaledonischen Orogenese einzuordnen. Bederke (35) hat jüngst die Anschauung ausgesprochen, daß die Rekristallisation der Ostsudeten (und sinn-

gemäß auch der Westsudeten) auf die Neubildung tiefliegender Magmenmassen in der variszischen Orogenese zurückgeht. Es soll die Magmenbildung nicht bestritten werden, doch zeigen die Verhältnisse bei Reichenstein, daß die Kristallisation der Seitendorfer Glimmerschiefer bereits prävariszisch erfolgte, dann variszisch diaphthoritisiert und schließlich durch die frühvariszischen Reichensteiner Syenite hornfelsitisiert wurde. Dies bildet eine indirekte Bestätigung des vor-variszischen Alters der Schneebergorthogneise, der Tektonik und Metamorphose des Schneegebirgskristallins.

2. Im Bayrischen Wald

Hier bilden die Glimmerschiefer des Künischen Gebirges das sogenannte „Dach" der Gneise. Die geologische Aufnahme der Blätter Neukirchen b. hl. Bl., Rittsteig und eines Teiles von Blatt Lam hat mir im vergangenen Kartiersommer folgendes Bild geliefert, das in seinen Grundzügen meine ehemals geäußerten Anschauungen (Fischer 1927) bestätigt:

Die sedimentären Schichten der Künischen Glimmerschiefer zeigen in ihrem Aufbau aus kristallinen Kalken, begleitet von z. T. erzreichen grünen Gesteinen, graphitischen Schiefern viel Vergleichbares mit dem Kambrium aus den Sudeten und ebenso mit der kalkführenden Formation bei Wunsiedel. Sehr eng sind die Beziehungen der weiter auftretenden hellen und dunklen Quarzite mit begleitenden „Quarzlagenschiefern" zu ordovizischen Quarziten und ihren rhythmisch geschichteten Nebengesteinen, wie sie in weniger metamorpher Ausbildung von Herrn v. Gaertner in seinem Arbeitsbereich in der Oberpfalz festgestellt worden sind. Die Beziehungen sind so nahe, daß für diese Schichtgruppe im Künischen Gebirge ebenfalls ordovizisches Alter angenommen werden darf. Mit diesen Schichten ist ein kräftig verformter Orthogneiskörper innig verbunden, von dem in ähnlicher Weise, wie eben beim Schneeberggneis besprochen, eine diffusive Feldspatisation in die angrenzenden Glimmerschiefer in schönen Holoblasten ausgeht. Hier sind diese Holoblasten allerdings Albite — doch scheint nicht unmöglich, daß erst eine sekundäre Umsetzung Albit an Stelle von Ortoklas gesetzt hat. Abweichend von den schlesischen Verhältnissen begegnen hier häufig ehemals aplitporphyrische Gänge. Intrusionsniveau und Abkühlungsgeschwindigkeit sind im Künischen Gebirge höher gewesen.

Es liegt naturgemäß nahe, für diesen Orthokörper (von mir als „Stierberggneis" nach seinem Vorkommen am Stierberg westlich Lambach bezeichnet) ebenfalls kaledonisches Alter zu fordern, wenngleich bei dem Fehlen obersilurischer und jüngerer Gesteine nicht ausgeschlossen werden kann, daß er noch jüngeres Alter besitzen könnte. Eine Stütze für seine Auffassung als kaledonische Intrusion bieten die tektonischen Verhältnisse des Gebietes. Die Stierberggneise zeigen wie die sedimentären Begleitgesteine eine doppelte Faltung, deren Achsen sehr verschiedene Lage besitzen. Die ältere Kleintektonik streicht nämlich NO und taucht mit 40 bis 60° axial nach NO unter. Die Vergenz der Falten weist nach SO. Die jüngere Tektonik besitzt dagegen WNW streichende und flach NW einschiebende Faltenachsen und SW-Vergenz. Es ist nicht gerade wahrscheinlich, daß eine so große Abweichung im Verlauf einer Orogenese eingetreten ist. Ich halte es daher für wahrscheinlich, daß die ältere Tektonik in der Tat kaledonischen Alters ist, während für die jüngere variszisches Alter feststeht.

Der kaledonisch gefaltete, intrudierte und feldspatisierte Komplex streicht nach der Gümbelschen Karte NW-SO und bildet das konkordante Dach der ebenso streichenden Cordierit- und Glimmergneise des bayrischen Waldes. Die neue Aufnahme hat ein anderes Bild gewonnen: Die oben erwähnten „ordovizischen" Quarzite und ebenso die Stierberggneise ließen sich im Feld auskartieren und es zeigte sich, daß diese Züge aus dem „Glimmerschiefergebiet" spitzwinklig an die heutige Gneisgrenze herantreten und sich mit Sicherheit in die Gneise hinein verfolgen lassen und zwar eine ganze Reihe von Kilometern weit (vgl. Wegmann). Die heutigen petrographischen Ausbildungsgrenzen entsprechen in keiner Weise einem stratigraphischen oder tektonischen Bau, sie überschneiden mit großartiger Unbekümmertheit das ganze Gefüge des Gebietes. Dies gilt nicht nur von der Gneis-Glimmerschiefergrenze, sondern genau so auch von den einzelnen Sonderausbildungsformen innerhalb der Glimmerschiefer, nach ihrer Mineralgesellschaft und ebenso innerhalb der Gneise. Im Einzelnen geht die Wandlung eines Schichtpaketes vom Glimmerschiefer zum Gneiszustand in folgender Weise vor sich: In einer Entfernung von 2—3 km von der Gneisgrenze setzt eine Blastese von Andalusit ein, das Gestein wird von pegmatitoiden Quarz-Andalusitlinsen durchschwärmt. Turmalinpegmatite mit metasomatischer Turmalinisation der angrenzenden Glimmerschiefer treten auf. Die Gesteine gewinnen immer mehr den Charakter grobkristalliner Quarzglimmerfelse, die das alte Faltengefüge rein kristallin abgebildet zeigen. Nahe der Gneisgrenze habe ich z. B. in den Glimmerfelsen kreuz und quer durchspießende Andalusit-Porphyroblasten mit bis zu 20 cm Länge gefunden. Am Gneis wird der Andalusit schließlich durch Sillimanit ersetzt. Eine pegmatitische Durchflammung nimmt zu und geht von einer recht gut bestimmbaren Grenzzone aus in eine „granitische" Durchtränkung über. Die ursprüngliche Zweiglimmerflaser der Glimmerschiefer ist hier in eine reine Biotit- oder Biotit-Sillimanitflaser verwandelt. Zwischen den gefältelten Glimmerlagen sitzt überall heller Aplitgranit, der ohne die geringste Störung der räumlichen Elemente der sedimentären Wirtschichten förmlich eingesogen erscheint (typisch am „Schafhof" nördlich Watzlsteg auf Bl. Neukirchen)[1]). Beide Teile sind scharf unterscheidbar und verfließen nicht miteinander. Doch schon etwa 100—200 m weiter innerhalb des Gneiskomplexes wandelt sich das Bild. Die dunklen Glimmerflasern werden unscharf, verfließen und verschlieren sich mit den jetzt reichlich Cordierit führenden aplitischen Flammen. Helle Adern verschiedener Orientierung, verschieden scharfer Abgrenzung und verschiedenen Verhaltens gegenüber dem Faltenbau treten nebeneinander auf. (Manche Adern sind als feste Lagen auf Biegung beansprucht, viele zeigen dagegen ein weiches schlieriges Faltenbild ohne Festigkeitsunterschied gegenüber benachbartem Material.) Zwischen diesen Gneisen finden sich als Lagergänge von einiger Mächtigkeit sogenannte „Syenitgranite" Gümbel's. Es sind dies „redwitzitische" Erstarrungsgesteine mit deutlichen Relikten aufgeweichter und halbverdauter Gneisschollen. Hier haben also bereits wesentlich tiefer greifende Umsetzungen stattgefunden, die zur Ausbildung einheitlicher oder nahezu einheitlicher Mischgesteine führen. Die Quarzite verändern sich naturgemäß weniger leicht. Doch auch bei den

1) Die Mimatitisierung wird in manchen Teilen, so am Ossersüdhang und östlich, verwischt durch eine neue Blastese von Muskovit, die einer rückschreitenden Umwandung der Migmatite in Quarz-Muskovit-Fels-Fazies entspricht.

Quarziten kann eine gesetzmäßige Änderung verfolgt werden. Verglimmerte Schieferungsflächen werden bei Annäherung an die Vergneisungsgrenze beseitigt. Es bildet sich ein riesenkörniges Quarzpflaster heraus, in dem nur noch als Relikte Reste einzelner Glimmerblättchen schwimmen. Auf den Korngrenzen der Quarze tauchen Orthoklasholoblasten auf, die sich als verästelte Individuen auf diesen Kornflächen immer weiter vorschieben bis ganze verschwommene Feldspatflecken den Quarzit durchsetzen. Schließlich wird auf diesem Wege eine so weitgehende Angleichung an andere Quarz-Feldspatlagen im Gneis erzielt, daß eine Abgrenzung nicht mehr möglich wird. Lange halten sich in den ursprünglich sedimentären Quarziten noch Spuren des Graphitpigmentes als willkommener Anhalt für die Identifizierung.

Kurz zusammengefaßt: es bietet sich das typische Bild einer regionalen Vergneisung unter gleichbleibenden hohen Temperaturen mit Bildung palingener Magmen, die in dem Gesteinskomplex zu wandern beginnen. — Erst einer späteren Phase gehören die typischen Granite des weiteren Gebietes an, die als Stöcke mit eigenen migmatitischen Außenkontakten oder gar mit rasch abgekühlten, kleinkörnigen Randfazies die geänderten thermischen Verhältnisse verraten.

Das ordovizische Alter der künischen Quarzite, ihre abgeschlossene erste Faltung, Metamorphose und Intrudierung durch Orthogneise und die davon vollkommen unabhängige räumliche Orientierung der großen Migmatitisierung im Bayrischen Wald: Diese Umstände nötigen zur Annahme, daß die Vergneisung der bayrischen Waldgesteine in ihrer heutigen Form ein Ergebnis variszischer Vorgänge ist, die mindestens noch untersilurische Gesteine miterfaßt hat, aber grundsätzlich natürlich auch noch jüngere Gesteine erfassen konnte, wo sie etwa in den Bereich der Vergneisung eintauchten. Für die Enträtselung des Baues ist die geringe Intensität variszischer Faltung ein Glück. Starke Bewegungen in dieser Orogenese hätten eine Abscherung des unvergneist gebliebenen Teiles bewirken können, so daß dann ein mesozonaler Komplex zusammenhanglos über Katagneisen liegen und damit zu einer Deutung als stratigraphisch diskordante Formationen verleiten würde.

3. In Mähren

Zum Vergleich mit den Verhältnissen in meinem schlesischen Arbeitsgebiet konnte ich vor einigen Jahren Begehungen im Mährischen ausführen, über die ich hier kurz berichten will, so weit sie von Belang sind.

F. E. Suess hat hervorgehoben, daß in den sogenannten „Wackengneisen" von Hohenstadt eine Art Dachregion des Moldanubikums gegeben sei.

Die unklaren Angaben über diese Schichten in der Literatur haben mich zu einer Begehung zusammen mit Herrn Prof. Meister veranlaßt. Wir begingen ein Profil von Tattnitz über Hochstein nach Hohenstadt und von dort nach N bis an die Buschiner Störung. Dabei ergab sich folgendes: Von der Kreideauflagerung östlich Tattnitz bis gegen Hochstein haben die Hohenstädter Schichten den Habitus dunkler Phyllite bzw. Tonschiefer mit sehr regelmäßigem rhythmischem Schichtwechsel mit Grauwacken- und Konglomeratlagen. In diesen Konglomeraten begegnen Gerölle schwach metamorpher Tongesteine und Quarzite, daneben auffallend viele Granite und Aplitporphyre

mit graphophyrischem Gefüge, ähnlich jenen von Scheumann und seinen Schülern erforschten „prävariszischen" Gesteinstypen. Im Feld erkennt man eine gewisse Kontakteinwirkung auf die Gesteine an ihrer Härtung, und geringen Zerfallsneigung. Im Schliff ist die Kontaktmetamorphose klar erkennbar an reichlicher Biotitneubildung, sowie dem Auftreten von Hornblendegarben in manchen — ehemals etwas karbonatischen — Grauwacken. Die tektonischen Faltenachsen streichen im allgemeinen herzynisch und tauchen flach nach NW, doch finden sich auch Querknicke mit steil SO tauchender Achsenlage. Nach unseren Messungen des Schichtfallens und nach einzelnen Spezialfalten zu schließen scheint die Vergenz des ziemlich großwelligen Faltenbaues nach SW gerichtet. Die Gefüge der Gesteine sprechen dafür, daß Kontaktmetamorphose und Tektonik gleichzeitige Vorgänge sind. Damit stimmt überein, daß die Mineralisation an stärker beanspruchten Stellen einen Übergang zur Fazies der „Staurolithglimmerschiefer" zeigt, bei denen die Porphyroblasten während des Wachstums gewälzt wurden.

Beim Fortschreiten nach Osten ändert sich ganz allmählich der Charakter der Gesteine, wobei aber unverkennbar die gleiche sedimentäre Formation vorliegt. Die Gesteine werden zu immer körnigeren Hornfelsen, kleine Pegmatitgängchen stellen sich ein. Die allgemeine Blastese von Feldspat verwandelt die zuerst deutlich klastischen und ausgezeichnet geschichteten Gesteine in eine Folge von Körnel- oder Perlgneisen mit schlierig-streifigem Wechsel etwas feinerer und etwas gröberer Partien, zu denen sich nun parallel s eine reichlichere Durchaderung quarzdioritischen bis quarzsyenitischen Charakters gesellt. Schließlich vereinigen sich diese im Gebiet von Schwillbogen zu einem geschlossenen Zug jener ausgezeichnet geregelten Intrusiva, die bald als Syenite, bald als Tonalite, Diorite oder Monzonite die frühvariszische Magmengesellschaft des Moldanubischen Raumes charakterisieren. Nach meiner Auffassung bilden diese „Syenite" eine große Intrusivdecke an der Basis des Hohenstädter Komplexes und unter ihnen liegt das ältere Kristallin in Gestalt der Orthoaugengneise vom Schneebergtypus und seines Glimmerschieferdaches. Abweichende Kontakte im Kartenbild scheinen mir durch streichende Störungen bedingt.

Also es liegt in den Hohenstädter Schichten eine Einheit vor, die erst in frühvariszischer Zeit vergneist wurde. Der Vorgang der Vergneisung war hier aber anders als im bayrischen Wald. Dort ist die Vergneisung bedingt durch so tiefe Versenkung des Rindenstreifens, daß die Erdwärme eine Erweichung der Gesteine und das Entstehen palingener Magmen an Ort und Stelle hervorruft. Hier dagegen ist eine gewaltige Magmenmasse in ein höheres tektonisches Niveau emporgestiegen und hat im Bereich ihrer thermischen Wirkung einen Hof von Migmatiten bis zu gewöhnlichen Knotenschiefern geschaffen, ganz ebenso wie die Syenite von Nimptsch und Glatz—Reichenstein.

Wie steht es nun mit dem Alter der Hohenstädter Schichten als solcher? Zwei Möglichkeiten sind gegeben und im einzelnen noch im Feld zu prüfen: 1. Sie sind Algonkium, wie dies R. Kettner auf Grund vergleichender Begehungen angenommen hat. Ist dies richtig, dann fällt die schwache tektonische Verformung und Metamorphose prävariszischen Alters auf (im Vergleich mit dem Schneegebirge). Das Gebiet von Hohenstadt müßte dann eine Fortsetzung des Innerböhmischen Beckens bilden, aus dem ja auch kaum eine

kaledonische Verformung bekannt ist und dessen Algonkium auch erst vom variszischen mittelböhmischen Massiv aus injiziert wird. Die kaledonische Tektonik und Metamorphose müßte vom Rücken des Adlergebirges sehr rasch nach Süden ausklingen. Oder 2. Die Hohenstädter Schichten sind ein jüngerer „Flysch", gesammelt in einer wandernden Vortiefe während der kaledonischen Orogenese. Dann ließe sich diesen Gesteinen am ehesten ordovizisches Alter zuschreiben. Die petrographische Beschaffenheit, die ausgezeichnete rhythmische Schichtung, das Vorkommen prävariszischer Granitgerölle würde hiermit gut in Übereinstimmung stehen. Die Verhältnisse erinnern dann sehr an die vor kurzem von Berg beschriebenen und als „Pseudoculm" bezeichneten ordovizischen Grauwackenschichten aus dem Bober-Katzbachgebirge, ferner an die Eckersdorfer Phyllite der Grafschaft Glatz.

Zum Schluß sei erwähnt, daß auch das Problem der Ostgrenze des Moldanubikums in den letzten Jahren ein anderes Gesicht erhalten hat als in der Synthese Suess'. Die petrographischen Untersuchungen Schumann's, Waldmann's u. a. hat klargestellt, daß die moldanubischen Glimmerschiefer nicht Tiefendiaphorite sondern ein eingefaltetes unvergneist gebliebenes Dach des Moldanubikums sind. Sie gewinnen damit engste Beziehungen sowohl zu den Glimmerschiefern des Künischen Gebirges wie auch des Glatzer Schneegebirges. Es tut sich damit die Möglichkeit auf, daß vielleicht wesentliche Teile des moldanubischen Überschiebungsvorganges in die kaledonische Orogenese fällt und in der variszischen nur noch einen gleichlaufenden Weiterbau erfahren hat.

Zusammenfassung:

In Schlesien:

Archäischer Gneis- und Granulitkomplex mit Resten unvergneisten Daches.

Diskordant darüber Algonkium und Kambrium unter Abscherung gefaltet. An der Basis dieses kaledonischen Faltenbaues große Orthogneisintrusionen mit Feldspatung d. Daches. Ordovicium fehlt im Hauptstrang, tritt nur als schwächer gefaltete und schwächer metamorphe Vorsenkenfüllung auf, die ihrerseits präobersilurisch gefaltet wurde. Gotlandium schwache Faltung mit Anklängen an germanotype Tektonik. Neue Trogbildung vom Beginn des Oberdevons an. In frühvariszischer Zeit (spätestens spätunterkarbonisch) große syenitisch-dioritische Magmenintrusionen, die sich im Dach des kaledonisch konsolidierten Baues ausbreiten unter teilweiser Migmatitisierung dieses Daches.

Im Bayrischen Wald:

Kambrisch-ordovizische Sedimente (auf unbekanntem Sockel). Kaledonisch gefaltet und von Granitgneisen intrudiert unter Feldspatisierung des angrenzenden Hofes.

Variszisch neuerdings gefaltet unter abweichender Lage der tektonischen Achsen und Vergneisung großer Teile des alten Baues.

In Mähren:

Unterbau ähnlich wie in Schlesien, darüber (?) ordovizischer Flysch,

Frühvariszisch zwischen Unter- und Oberbau syenitische Magmendecken mit Migmatitisierung des Oberbaues.

Literaturverzeichnis

Bederke, E.: Die Grenze zwischen West- und Ostsudeten. — Geol. Rundschau, **21.** 1930.

— : Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. — Cbl. Min. 1931.

— : Sudetenrand und Eulengneisproblem. — Veröff. schles. Ges. Erdkunde, **21.** 1934.

— : Die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge. — Geol. Rundschau, **26,** S. 103—135. 1935.

Berg, G.: Die Oberlausitzer Grauwackenformation. — Z. deutsch. geol. Ges., **87,** S. 695—701. 1935.

Fischer, G.: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **60,** Abt. A, S. 251—362. 1929.

— : Der Bau des Glatzer Schneegebirges. — Dieses Jb. f. 1936.

Meister, E.: Erl. zu Bl. Gnadenfrei der Geol. Spezialkarte von Preußen. — 1925.

Petrascheck, W. E.: Die Vererzung der Sudeten. — Mitt. geol. Ges. Wien **26,** 1933.

Scheumann, K. H.: Prävariskische Glieder der Sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. — I. Abh. sächs. Ak. d. Wiss., **39.** 1924. II. Abh. sächs. Ak. d. Wiss., **42.** 1933.

Schumann, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhlergneis und Bittescher Gneis. — Min. petr. Mitt., **40,** S. 73—187. 1929.

Suess, F. E.: Bau und Bild der böhmischen Masse. — Wien—Leipzig 1903.

— : Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — Bei Bornträger 1926.

Waldmann, L.: Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Kataschiefern des nordwestlichen Waldviertels. — Mitt. geol. Ges. Wien, **20,** S. 35—101. 1927.

— : Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. — Mitt. geol. Ges. Wien, **21,** S. 133—153. 1928.

Wegmann, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rundschau, **26,** S. 305—350. 1935.

Urschrift eingegangen am 5. März 1936
Druckauftrag erteilt am 17. April 1936

1. Sachregister

Die Tafelnummern sind **fett** gedruckt

Seite

A

Aachener Sand 126
Abstand der Bohrungen 147
Algonkium 3
Allerurstromtal 200
Alluvium 24, 196
Altenberger Schiefer 3
Alte Marschen 486
Altmoräne 475, 497
Amphibolit 721
Amygdalina-Bank 298
Amygdalina-Schicht 300
Anhydritknotenschiefer 675
Arkose von Weismes 367
Asphaltlagerstätten 222
Atlantikum 198
Aueböden 479, 481, 488, 495, 502, 513
Auskoffern 158
Ausrollgrenze 186
Autobahn 138

B

Baltische Geschiebe 259
Bändertone 280
Bändertone von Kreibau 18
Basalanhydrit 676
Basalt 11
Basaltisches Tertiär 10
Baugrundfragen 168
Baustoffkarte 17
Beckenförmige Alluvialformen der Talanfänge 24
Becken von Laroche 364
Benennung (einheitliche) der Sedimentgesteine 517
Bensberger Arkose 343
Berlinchener Sander 280
Bernsteinführende Braunkohlensande bei St. Peter 49

Seite

Blasenkalk 57
Blasenschiefer 57
Bleichung 471
Bleichungsprozeß 470
Bleichungsstufe 471
Bober-Katzbach-Schichten 2
Bodenart 461
Bodenbildung 461
Bodenbildungsfaktoren 461
Bodenmetamorphose 462
Bodenmorphologie 467
Bodenproben 169
Bodenprofil 461
Bodenphysikalische Untersuchung . 168
Bodenstanze 169
Bodentyp 461, 462
Bodentypenwandlungen 460
Bodenwasserstauung 476
Bohrpfahl nach BURKHARDT . . . 149
Bohrtiefe 147
Bornhardtina-Kalk 312
Bornhardtina-Schicht 295, 312
Böschungen 161
Brauner Aueboden 482
Brauner Ostseeporphyr 254, 259
Brauner Waldboden 465, 467, 468, 469 477, 482, 487, 491, 506, 507, 512
Braunkohlenvorkommen bei Hennersdorf 10
Bröckelschiefer bei Unkel 643
Bronzezeit 197
Bruchboden . . . 479, 480, 481, 503, 513
Buntsandstein 49
Buntsandsteinfunde bei Süderhöft . 59

C

Caiqua-Schicht 295, 304
Calceola-Schiefer 306
Cenomanquader 7

Seite

Cosmophyllenschichten der Rohrer Mulde 591
Crinoidenschicht 294
Cultrijugatus-Stufe der Rohrer Mulde 591
Cultrijugatus-Zone 294, 301

D

Dahlemer Schiefer 301, 309
Dalageschiebe 259
Dalaporphyr 257
Deckmoräne 275
Degradation 464
Devon (Schichtenfolge) 292
Devon von Rott 49
Devonscholle von Schobüll 49
Diabas 3
Diluvialbildungen bei Liegnitz und Bunzlau 2
Diluvium 16
Dolomit 1 310
Dolomit 2 311
Dolomitflur 305
Dolomitisierung 299, 314
Dolomitkappe 305
Dolomophyllumstufe der Rohrer Mulde 631
Drossener Phase 276
Drossener Rinne 275
Druck-Porenziffer-Diagramm 184
Dünen 18
Durchlässigkeitsversuche 177
Dyas 3

E

Eberswalder Pforte 283
Echte Gabelung 212
Eifeldolomit 314
Eitorfer Schichten 339
Elstereiszeit 23
Elster-Vereisung 251
Embien (Abstammung) 266
Emscherquader 7
Endmoränenlinie 249
Endmoränenlinie in Niederschlesien . 250
Eschauflage 506, 507
Eschboden 506, 513
Exkursion Siegener Schichten . . . 324

Seite

F

Falsche Gabelung 212
Faulschlamm 197
Fauna von Unkel 633
Fazies des Grès d'Anor 365, 367
Fazies von Anlier 364, 367
Fazies von Longlier 364
Fazies von Neufchâteau 369
Fazies von St. Vith 364, 369
Feldspatsandstein von Aschitzem-Nord 10
Fläming-Phase 250
Fließgrenze 186
Flora 13
Floraminiferen im Zechstein des östlichen Thüringen 27
Frankfurter Stadium 275
Franziska-Horizont 428
Frauenbach-Serie 444
Frostgefahr 147
Frostgefährdung der Straßen . . . 151
Frosthebungen 152
Frostschäden 183
Fürstensteiner Kulm 205

G

Gabelige Verzweigung 211
Gebleichte braune Waldböden . . . 466
Gehängemoore 146
Gehängeschuttdecken 146
Geländedolomitisierung 305
Geologische Karte 13
Geologische Karte des Hilsgebietes . 21
Geologische und militärgeologische Karten 192
Gernheimer Terrasse 282
Gersdorfer Gesteine 718
Gersdorfer Gneise 714, 720
Gersdorfer Serie 721
Geschiebegrenze in Ostdeutschland . 248
Geschiebe'ehm 468
Geschiebemergel 468
Gesetz von Stokes 171
Gesteinsartenkarte 12
Girzenberg-Fauna 315
Girzenberg-Stufe 293
Gleibildung 480
Gliederung des flözführenden Oberkarbons in Oberschlesien 423

Seite

Glimmerschiefer 721
Gneiskonglomerat 205
Graben von Lähn 93, 7
Gräfentaler Schichten 444
Graphitquarzite 721
Grauwackenquarzit 448
Grauwacke von St. Michel 358
Grenzkalke 545
Griffelschiefer 445
Große Baltische Endmoräne 283
Großes flözleeres Mittel 429
Groß-Wandriser Gneis 2
Grundgebirge 2
Grundwasserböden 466
Grundwasser- und Minierkarte . . . 15

H

Hassel 293
Heideboden 470, 471, 479, 497 502, 503, 513
Hembüchelkalke 296, 298
Hembüchelstufe 296
Hillesheimer Mulde 294
Horizontbeständigkeit der oberschlesischen Trilobiten 425
Hruschauer Unterstufe 428
Husumer Massiv 49, 51

J

Junge Marschen 485
Jungglazial 22
Jungmoräne 475
Jüngste Steinzeit 197

K

Kaiserswaldauer Endmoräne 21
Kaledonische Vergneisung 734
Kalk α 303
Kalk β 308
Kalk 1 311
Kalk 2 311
Kalk 3 312
Kalk 4 313
Kalke des Neuen Bruches im Spick . 312
Kalk von Ludwigsdorf 3
Kaolinisierung 11
Kapillare Steighöhe 179
Keriophyllen 590

Seite

Keriophyllumstufe der Rohrer Mulde 631
Kieslingswaldauer Endmoräne . . . 21
Kiesmörtel 15
Kirspenicher Kalksandstein 298
Kirspenicher Plattenkalke 296
Kirspenicher Plattenkalksandsteine . 297
Kissenlava 3
Knick 486, 513
Kohlenflöz von Paritz und Herschelswaldau 14
Kohle von Rothwasser 14
Kollcidton 172
Königswalder Stausee 275
Korngrößenzusammensetzung . . . 170
Kreide 6, 126
Kupferschiefer 674
Küstenersäufung 68
Küstriner Stausee 274

L

Landsenkung 68
Lausitzer Grenzwall 251, 254
Lebacher Schichten 5
Lettenkohle bei Ashausen 49
Liegendzug 211
Lignitisches Tertiär 14
Lissaer Endmoräne 250
Lithogenesis 576
Loogher Dolomit 296, 310

M

Magnetitquarzite 444
Marschboden 485, 491, 513
Mechanische Analyse 170
Mediotextus-Kalke 296
Megaspore 218
Metamorphose 450
Meyenburger Terrasse 285
Migmatite 720
Mineralische Naßböden 466, 479, 488, 502
Miozän bei Tönning 49
Mischgneise 714
Mittelmeer-Mjösen-Zone 68
Mittelquader 7
Mittlerer Buntsandstein 6
Moldanubikum Bayrischer Wald . . 733
Moldanubikum Mähren 733
Monschauer Schichten 327

Seite

Mühlbach-Serie 719, 720
Mulde von Ramersbach 336
Muschelkalk 5, 81, 539
Myophorienschichten 545

N

Nacheiszeitliche Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide . . 371
Naßbleichung 475, 480
Nasser Waldboden 465, 468, 469 473, 474, 475, 477, 497
Natürliche Drainage 468, 472
Neospongophyllum-Zone 299
Niederterrasse der Leine 196
Nordgrenze des Lösses 258
Nohner Schichten 306
Nohner Schichten der Rohrer Mulde 592
Normenblätter 149
Norwegischer Rhombenporphyr . . 255

O

Oberdevon 205
Oberer Korallenkalk 294
Obere Ruhrberger Schichten 327
Obere Terrasse 16, 23
Oberquader 7
Oberrotliegendes 5
Obersilur 3
Oberste Koblenzschichten bei Miellen 264
Oberste Koblenzschichten 303
Odergletscher 283
Ohlesbergschichten 298
Old Red 53
Old Red von Schobüll 48
Ölführende Kreide 48
Oolithbänke 550
Ordovicium 444
Orterde 473, 501
Orthogneis 721
Ortstein 473, 550
Ostseeporphyr 257
Ottmachauer Endmoräne 252
Ottendorfer Überquader 10

P

Paläozoische, triassische und tertiäre Ablagerungen in Schleswig 46
Paraschiefer 720

Seite

Peribaltikum 65
Phengite 447
Phycodenserie 444
Phyllitische Schiefer des Bober-Katzbach-Gebirges 2
Plastizitätsgrenzen 186
Plateauschichten der Rohrer Mulde . 631
Pliozän in den Sudeten 15
Podsolierung 465, 468, 512
Podsolreihe 470
Pollenanalytische Untersuchung 197, 200
Pommersches (Baltisches) Stadium . 274
Pombeckjsche Schwelle 49
Posener Flammentone 15
Präalgonkische Vergneisung 734
Präkambrium 3
Probenahme 169
Protoperlar 266

Q

Quarzgraupschiefer 450
Quarzgraupsteine 450
Quarzite von Clerheid 369
Quarzitisches Tertiär 11
Quartzophyllades von Longlier . . 361

R

Randterrasse 279
Raseneisenstein 480, 500
Regel-Schichtquerschnitt 14
Regionalmetamorphose 449
Rehburger Stadium 251
Reichsautobahnen 139
Reifferscheider Schichten 303
Resteis 278
Reticularis-Mergel 294, 296, 309
Rhombenporphyr aus Norwegen . . 260
Rohrer Mulde 590
Rostfarbene Waldböden . . 466, 467, 468 469, 472, 476, 478, 484, 495
Roteisensteinflöz 302
Rotliegend-Salzstock 672
Rotschieferzone der Eifel 293
Rutschneigung 161

S

Saaleeiszeit 48
Saalevereisung 23, 251

Seite

Salzstock von Stade 684
Scolithusquarzitgeschiebe 57
Sammelkristallisation 450
Sandstein von Golonog 428
Sapropelkalke des Weißen Jura . 273
Säulenprofile 143
Seismische Arbeitsergebnisse von Barsch und Rreich 48
Seitenberger Glimmerschiefer . 720, 721
Senon 126
Senonquader 7
Senonquarzit 11
Setzen der Dämme 159
Setzungserscheinungen 184
Skandinavische Leitgeschiebe . . . 259
Siegersdorfer Tone 12
Sötenicher Hasselschiefer 296
Sötenicher Schiefer 306
Sötenicher Schwarzmergel . . . 299, 303
Sparganophyllum-Stufe 299
Sporen 216
Spülmethoden 172
Subglaziale Rinnen 285
Subsudetische Braunkohlenformation 11
Schiefer und Grauwacken von St. Hubert 369
Schlick 485
Schlickdelta 197
Schlickdelta der Aller 201
Schneeberggneis 718, 721
Schönecker Quarzite 449
Schwarzbrauner Aueboden 483
Schwarzburger Sattel 444
Schwarzerden 512
Schwimmsande 181
Schuttkegel 146
Standfestigkeit 161, 186
Staudammbau 139
Stausee 274
Steinsalz 677, 679
Stenophyllum-Stufe 299
Steppenböden 463, 482, 487
Stinkschiefer 57, 675
Störungen im Aachener Grenzgebiet 8
Störungszone Erfurt—Tonndorf 72, 6
Straßenbau 137, 138, 141

Seite

Straßenbaugeologische Karte der geplanten Reichsautobahn Bremen—Münster westlich von Osnabrück . 9
Straßenbaugeologische Karte der geplanten Reichsautobahn Bremen—Münster südöstlich von Bremen . 10
Streifenkarten 142
Stringocephalen-Schichten 295
Stromschnellen 202

T

Talsand 478, 495
Terrassen 87
Tertiär 10
Tertiär im südwestlichen Schleswig 63
Tertiäre Oberfläche 11
Tertiärprofil von Tönning 48
Tertiärquarzit 12
Thorn—Eberswalder Urstromtal . . 275
Thüringer Hauptsattel 449
Tiefgründige Verwitterung 11
Tiefste Eifelschichten 303, 304
Tonschiefer von Wahlstatt und Lobries 4
Toteismassen 279
Tragfähigkeit des Baugrundes . . . 155
Trassenverlegungen 140
Tremadoc 444
Trias 5
Trilobiten des Donetzbeckens . . . 429
Trilobitenfundorte im oberschles. Oberkarbon 424
Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens 422
Turonquader 7
Typenwandlungen 469

U

Überquader 7
Uebersichtsskizze des Allertales bei Celle 18
Übersichtskarte des Leinetales bei Neustadt i. Rbg. 17a
Umbraculum-Bank 308
Unkeler Schichten 645
Unterelbe-Scholle 68
Untere Terrasse 16
Unterkambrium 3
Unterkarbon 205

Seite

Untermiozän 13
Unterquader 7
Untersilur 3
Urkäfer 266
Urnen 197
Urnenreste der Eisenzeit 197

V

Vaalser Grünsand 126
Vereisungsgrenzen 248
Verteilungskurve 176
Vichter Konglomerat 326
Vichter Schichten 239, 301
Vorkommen vordiluvialen Gebirges bei Bunzlau und Klitschdorf . . 1

W

Wachendorfer Kalke 296
Wachendorfer Stufe 296, 298
Waldböden 466
Wahnbachschichten 341
Warthestadium 22, 252
Warthe-Vereisung 250, 258
Wasserdurchlässigkeit 176
Wasserversorgungskarte 16
Wehrau—Klitschdorfer Braunkohlenflöz 13
Wellentexturen 571
Wenig—Rackwitzer Kohlenhorizont . 8
Weißjura (Eschershausen) 222
Wüstebach-Schichten 329

Z

Zechsteingebiet von Oldenswort-Osterende 56
Zechsteinkalk von Oldenswort-Osterende 57, 674
Zechsteinkonglomerat von Oldenswort-Osterende 674
Zechsteinlager von Oldensworth-Osterende 49
Zechstein-Salzstock 672
Zusammendrückbarkeit 183
Zweifaller Schichten 326

2. Ortsregister

Die Tafelnummern sind fett gedruckt

Seite

A

Aachen 125, 8
Adlergebirge 718
Ahlden 482, 490
Alle 360
Allertal 196, 18
Altenberg bei Kauffung 3
Alt-Mohrau 724, 729
Altstadt 727
Altwasser 211
Amedorf 179
Anlier 362
Arloff 298
Ashausen 49
Averhoy 197

B

Badbergen 507, 508
Bellinchen 286
Berensberg 127
Berkenwerder 278
Bertelsdorf bei Lauban 3
Beuststollen 306
Beuzenraede 126, 134
Bielendorf 712, 721, 725, 727
Bieletal 717, 728
Blankes Moor 197
Blesen 275
Boberkatzbachgebirge 93, 723
Bocholtz 130
Bögendorf 205
Böhlscheiben 446
Braunau 22
Bredstedt 64
Bremervörde 473
Bunzlau 1, 1
Burtscheid 126

Seite

C

Celle 196, 18
Clerheid 365
Clermont 353
Cloppenburg 506
Couvin 357
Czestochowa 253

D

Dinklage 506
Dobrau 8
Dobschau 430
Dörverden 502
Drossen 275
Düsselburg 189

E

Eberswalder Pforte 274
Eiderstedt 48
Eiserfey 303
Eisleben 253
Elbmündung 491, 493
Emsland 505
Erfurt 72, 221, 6
Eschershausen a. Hils 222
Essen i. O. 506
Eule 718
Eulenberg 729
Eulengebirge 205

F

Falkenstein 449
Fallingbostel 477, 499
Fiel 65
Finsterwalde 254

Seite

Föhr 65
Forst 128
Frauenbachtal 444
Freiburg 205
Freyburg a. U. 86
Fuhse 201

G

Gaberdorf 730
Garz 285
Georgenberg 3
Gifhorn 374
Gileppe 350
Glatz 718, 722
Glatzer Schneegebirge 712
Goldberg 1
Golonog 428
Gompersdorf 720
Gotha 221
Gräfenhainichen 254
Greiffenberg 1
Greiz 449
Grindauer Moor 197
Gröditzberg 1
Großer Schneeberg 712
Großrettbach 221
Groß-Würben 727
Güstebiese 281

H

Haaren 134
Hachland 198
Halle 253
Hattstedt 55, 63
Harburg 493
Harzheim 303
Haynau 4, 255
Heidelberg 715
Heinersdorf 280
Heinitzgrube 431
Heinzendorf 716
Hennef 341
Hemmingstedt bei Heide 47, 48
Hergenrath-Orsbach 125
Herschelswaldau 14
Herzogenrath 125
Hestenmoor 382

Seite

Himmelstädt 280
Hilsgebiet 21
Hochmoor der Zuschneide 391
Huy 353

J

Jadebusen 493
Jauer 1
Josefsfeld 713
Juseret 362

K

Kaiserswaldau 21
Kamnitz 714, 729
Kamnitztal 713
Karpenstein 714
Katzhütte 444
Kinzigtal 539
Kladow 280
Klessengrund 712, 714, 724, 728
Klitschdorf 5, 13, 1
Klostersee 62
Kolbnitz 1
Königswalde 276
Kreibau 18
Kreuzburg 253
Kühberg 317
Kunitz 1, 21
Kunzendorf 717
Küstrin 282
Küstriner Becken 276

L

Lähn 1, 93, 7
Landeck 712, 715, 724, 725
Landsberg 280
Langenbielau 730
Langensalza 221
Laroche 364, 365
Laurensberg 129
Leinetal 196, 17a
Leipzig 254, 256
Lemiers 133
Leuthen 730
Lichtes Moor 197
Liebenwalde 288
Liebenthal 1

Seite

Liebichau 4, 207
Liegnitz 1, 255
Lieth 675, 677, 678
Lobritz 4
Lorenzdorf 280
Lousberg 126, 134
Löwenberg 1
Luckau 253
Lüneburger Heide 371

M

Macherslust 283
Mandelsloh 197
Martelange 363
Mauereck 5
Mauskow 277
Mechernich 292
Mecklenhorst 198
Melaten 131
Merten 339
Miellen a. d. Lahn 264
Mohrau 719
Molsdorf 221
Moordorf 196
Mormont 365, 366
Morrn 278
Mühlbach 713, 719
Mulartshütte 326
Münchshecke 341
Münsterland 505

N

Naumburg 1
Neiße 251
Nettesheim 129
Nettersheim 307
Neu-Bielendorf 725
Neudietendorf 221
Neuenhagen 282
Neuenhagener Oderinsel 285
Neufchâteau 360
Neugersdorf 720
Neumark 275
Neu-Mohrau 729
Neurode 730
Niederfinow 278, 282
Niedersachsen 505
Niederschlesien 211

Seite

Nonceveux 352
Norderdithmarschen 65
Nordniedersachsen 461
Nordsee 46
Nordstrand 46
Nowo-Radomsk 249, 253

O

Obereiserdorf 717
Oberkolbnitz 3
Ober-Kunzendorf 205
Obershagen 202
Oberweißbach 446
Ochsenmoor 384
Ocker 201
Oderberg 276, 278, 282, 285
Oderbruch 278, 484
Oder-Warthebruch 274
Olbersdorf 715
Oldenburg 495, 502, 505
Oldenswort 58
Oldenswort-Osterende 48, 56
Ording 49
Ottmachau 252
Ottingen 502
Otzer Bruch 202
Overath 342

P

Paritz 14
Pischkowitz 722
Poggenhagen 196

Q

Quakenbrück 506, 507, 508, 514
Quellmoor 393
Quickborn 62
Quolsdorf 205

R

Radacher Jnsel 276
Raduhn 286
Randowmoor 285
Rauden 277
Reichtal 251
Remouchamps 325
Reichenbach 730

Seite

Reichenstein 716, 717
Reyersdorf 724
Richterich 127
Rodenbostel 197
Rosdzin 431
Rotenburg 499
Rothwasser 14
Rott 48, 49
Rothwaltersdorf 730

S

Seffent 130, 134
Segen-Gottes-Grube 211
Seifen 336
Seitenberg 713, 721, 724, 729
Senserbach 132
Siegmundsburg 444
Simpelveld 130
Sistig 303
Soetenich 292, 25
Sonnenburg 278
Sohra 5
Sorau 254
Sörsertal 127
Süderhöft 49, 59
Südwestliches Schleswig 46
Suttorf 197
Sylt 65
Schermeisel 275
Schlei 46
Schles. Haugsdorf 5
Schleswig-Holstein 46
Schlüchtern 540
Schneeheide 498
Schobüll 47, 48, 54
Schönau 1, 716
Schreckendorf 713, 714, 724
Schwanewede 493
Schwarzatal 446
Schwarmstedt 199
Schwedt 286
Schweimker Moor 386
Schwenzer Wald 724, 725
Schuby 56
Schurzelt 129
Stade 57, 672, 678
Stecherschleuse 283
Steinebrück 130

Seite

Steinhuder Meer 196, 199
St. Peter 49
St. Vith 366

T

Talkenstein 3
Thale 219
Thomaswaldau 4
Tonndorf 72, 6
Tönning 47, 49
Totes Moor 196
Trebower Jnsel 276
Treia 56
Tschentschel 21

U

Ullersdorf 712, 716
Unkel 633
Unterweißbach 446
Unstrut 86

V

Vaalserquartier 132
Vesbeck 197
Vestrup 506
Verlautenheide 134
Vetschauer Berg 129
Viesen 135
Vietz 282
Viöl 63
Visselhövede 502
Vogelmoor 338
Vogtland 444
Volpersdorf 730

W

Wahlstatt 1, 3
Waldenburg 211
Walsrode 498
Warthaer Gebirge . . . 712, 717, 723
Warthe 288
Warthebruch 484
Wathlingen 201
Watzdorf 445
Wehrau 5, 13
Weichsel 288
Weichseldelta 482, 484

	Seite
Wendelstein	448
Westerwanna	472
Weyerbusch	337
Wietzebruch	202
Wilhelmstal	712, 719, 721, 725, 729
Winkeldorf	714, 716
Witzwort	58
Wölfelsdorf	712
Wölfelsgrund	714
Wolfsberg	729
Wulfelade	197
Wulfelade-Evensen	197

Z

Zäckerick	281
Zeuchfeld	88
Zielenzig	275
Zweifall	327

3. Fossilregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen, mit neuen Gattungen, Arten usw. und die Tafelnummern sind fett gedruckt

Seite

A

Adhaerentina nov gen. 28
Adhaerentina permiana nov. gen. nov. spec. 29, 3
Ammonicrinus wanneri 310
Aspidotheca schrieli n. sp. Dahmer . 338
Athyris 299
Athyris asmanshauseri 299, 313
Athyris schiesbergi 299
Atrypa aspera var. longispina . . . 313

B

Beushausenella maillieuxi . . . 656, 657
Bornhardtina laevis var. onychophora 312
Bornhardtina uncitoides (= B. laevis M'Coy) 296

C

Calamites paleaceus 216
Calceola sandalina 307
Castanopsis 14
Chonetes (Chonetes) unkelensis n. sp. 663
Chonetes unkelensis n. sp. . 633, 641, 48
Clothoda nobilis 269
Cornuspira spandeli nov. spec. . . 32, 3
Cyathophyllum (Schlüchteria) quadrigeminun 313
Cycadacosperum schmidtianum . . . 14

D

Dentalina striatella nov. spec. . . 38, 4
Diplotmema 212
Diplotmema geniculatum 211
Discina inaequalis n. sp. . . 633, 642, 48
Discina (Orbiculvidea) inaequalis n. sp. 665

Seite

E

Eleutherophyllum mirabile Stuhr . 208, 19
Eleutherophyllum waldenburgense 208, 210
Equisetites arenaceus 219
Equisetites asperrimus 219
Equisetites latecostatus 219
Equisetites macrocoleon 219
Equisetites platyodon 219

F

Frondicularia draco nov. spec. . . 43, 5
Frondicularia minutissima nov. spec. 43, 5

G

Germanoprisca zimmermanni . 267, 269
Gravia crenata 13

H

Hymenophyllum waldenburgense . . 209
Hyperammina compressa nov. spec. . 28, 3

K

Keriophyllum degener n. sp. . 620, 36
Keriophyllum regressum n. sp. . 621, 36
Keriophyllum remodtum n. sp. . 618, 40
Keriophyllum rohri n. sp. . . . 618, 39
Keriophyllum schizoseptatum n. sp. 621, 37
Keriophyllum socialen n. sp. . . . 618

L

Lepidodendron veltheimi 206
Lepidodendropsis 209
Lepidophyllum lanceolatum 216

Seite

Lepidophyllum majus 216
Lepidostrobus lepidophyllaceus . . . 216
Leptodomus gracilis n. sp. . 633, 660, 47
Leptodomus heteropleurus n. sp. 633, 661, 47
Lingulina articulata nov. spec. . 41, 4, 5
Lingulina clavata nov. spec. . . 42, 5
Lingulina linguaeformis nov. spec. 41, 4
Lingulina permo-striata nov. spec. 42, 5
Lingulina pulchra nov. spec. . . 42, 5
Lingulina spandeli nov. spec. . 41, 4
Lunucammina elongata nov. spec. 34, 4
Lycopodialen 208

M

Megagnatha odonatiformis 270

N

Neocalamites meriani 216
Neocalamites choenleini 216
Newberria amygdalina Stein . . 299, 304
Nodosaria conico-densestriata nov. spec. 38, 4
Nodosaria cushmani nov. spec. . . 37, 4
Nodosaria thuringica nov. spec. . . 37, 4

O

Omphalophloios 208
Orthothetes umbraculum 307

P

Paleuchthygramma tenuicornis . . . 270
Palmatopteris subeniculata . . . 211, 20
Paraprisca fragilis 269
Phillipsia acuminata 433
Phillipsia eichwaldi (Fischer) var. α n. var. 440, 28
Phillipsia latilimbata 437, 29
Phillipsia latilimbata n. sp.? 439
Phillipsia latilimbata var. cuneiformis n. sp. 438, 29
Phillipsia latilimbata var. insolita n. sp. 438, 29
Phillipsia latilimbata var. torus n. sp. 439, 29
Phillipsia margaritefera 435, 27

Seite

Phillipsia margaritefera var. conferta 435, 28
Phillipsia mucronata M'Coy? 432, 435, 27
Phillipsia mucronata var. subcarinata n. var. 434, 27
Phillipsia mucronata var. vasta . 434, 27
Phillipsia sp. a 441
Phillipsia sp. b 441
Phillipsia sp. c 440
Plethomythilus anularis n. sp. Dahmer 338
Prinakodendron 208
Protoperlaria 268
Prothyris elongata 633
Prothyris elongata n. sp. 662, 46
Pterinea Goldf. 633
Pterinea lineata Goldf. mut. erecta n. nom. 633
Pterinea (Peraptera) unkelensis n. sp. 651, 45
Pterinea (Tolmeia) lineata Goldf. mut. erecta n. nom. 653, 46
Pterinea (Tolmeia) lineata erecta . 657
Pterinea unkelensis n. sp. 633

R

Rhopalophyllum heterophyllum . . . 308
Rodea smithi 211

S

Schlüteria darwini 308
Spandelina cavernula nov. spec. . 35, 4
Spandelina thuringica nov. spec. . 35, 4
Spandelinoides sparsicosta nov. spec. 36, 4
Spirifer cultrijugatus 302
Spirifer mucronatus 310
Spirifer paradoxus 302
Spirifer steinmanni 308
Spirifer subcuspidatus 302
Strophonella sigana n. sp. 339

T

Turbonitella sigana n. sp. Dahmer . 338
Tylophora n. g. convoluta Drevermann 339

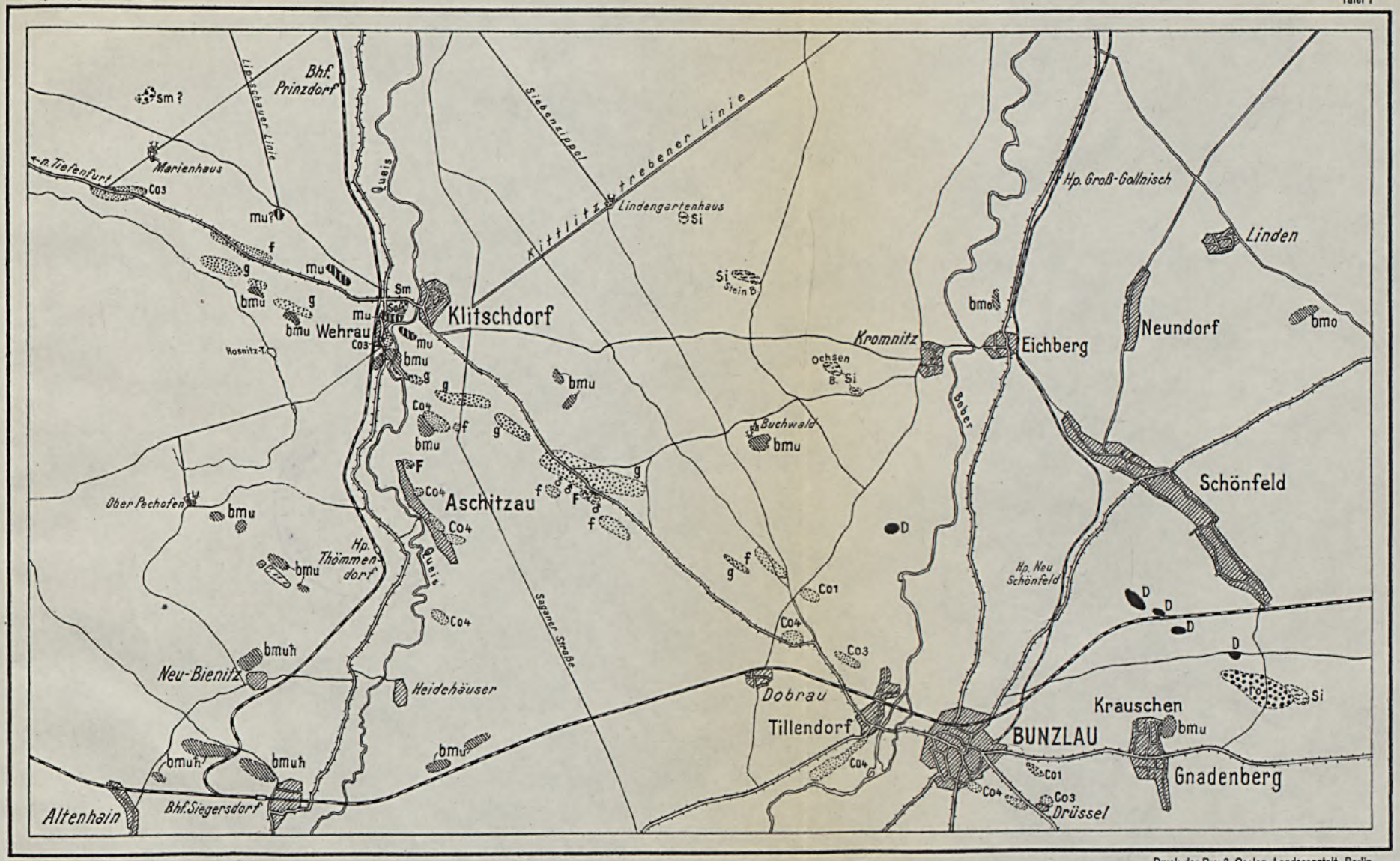
U

Uncites gryphus Schl. 315

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Vorkommen vordiluvialen Gebirges bei Bunzlau und Klitschdorf

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935



Bearbeitet von G. Berg

1 0 1 2 3 4 5 km

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

Si Silur · D Diabas · ro Oberrotliegendes · Sm Mittlerer Buntsandstein · So Röth · mu Unterer Muschelkalk · g Grobkörniger Quader · f Feinkörniger Quader · F Feldspatreicher Quader · Eisenstein · bmu quarzitisch · bmuh tonig Unteres Miocän · bmo Obermiocän · Diluvium

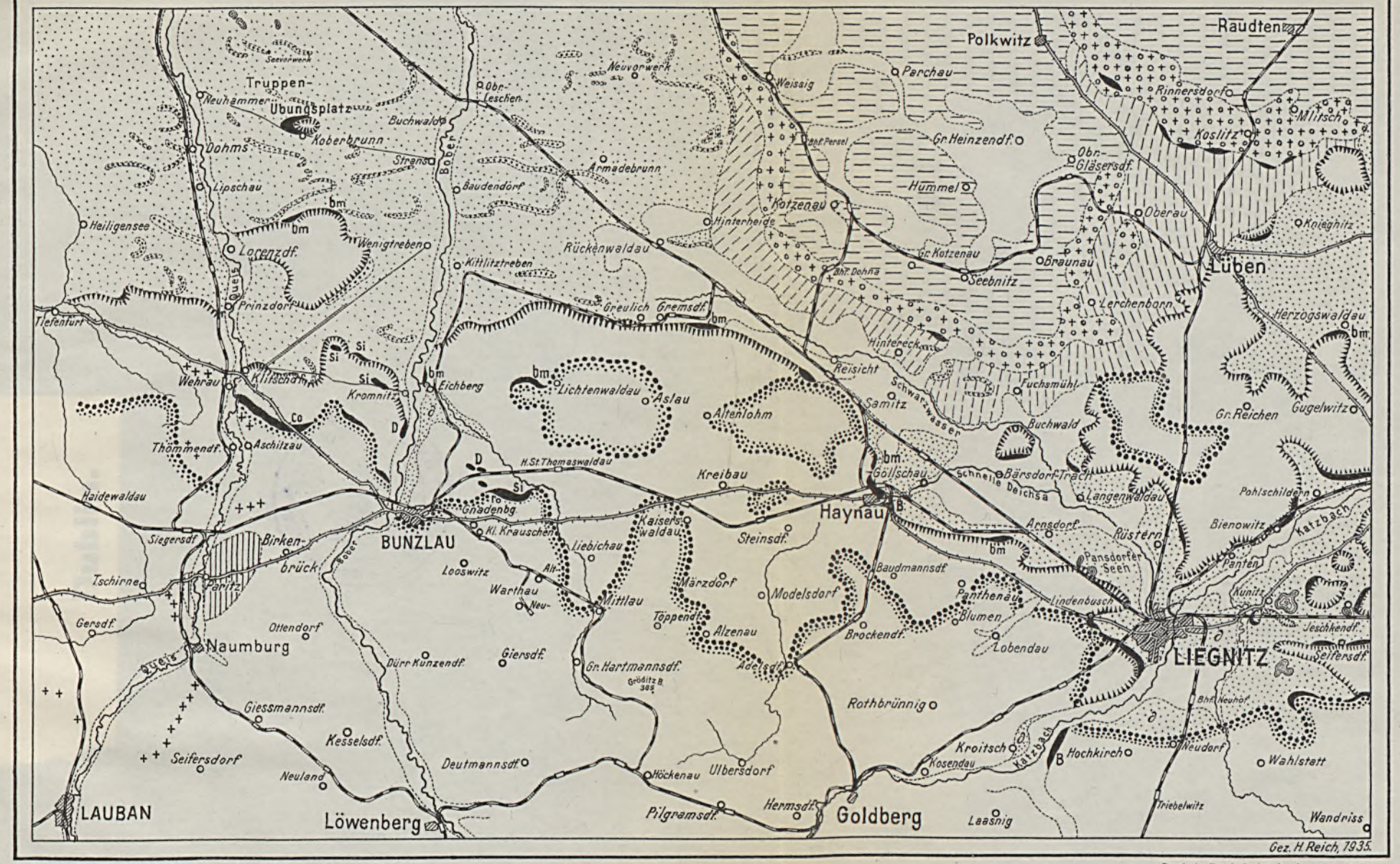
Durch Fossilien gesichert: Co1 Cenoman Co3 Emscher, Co4 Senon.

Jahrbuch 1933 - 2



NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Karte der Diluvialbildungen bei Liegnitz und Bunzlau



Gez. H. Reich, 1935.

Bearbeitet von G. Berg

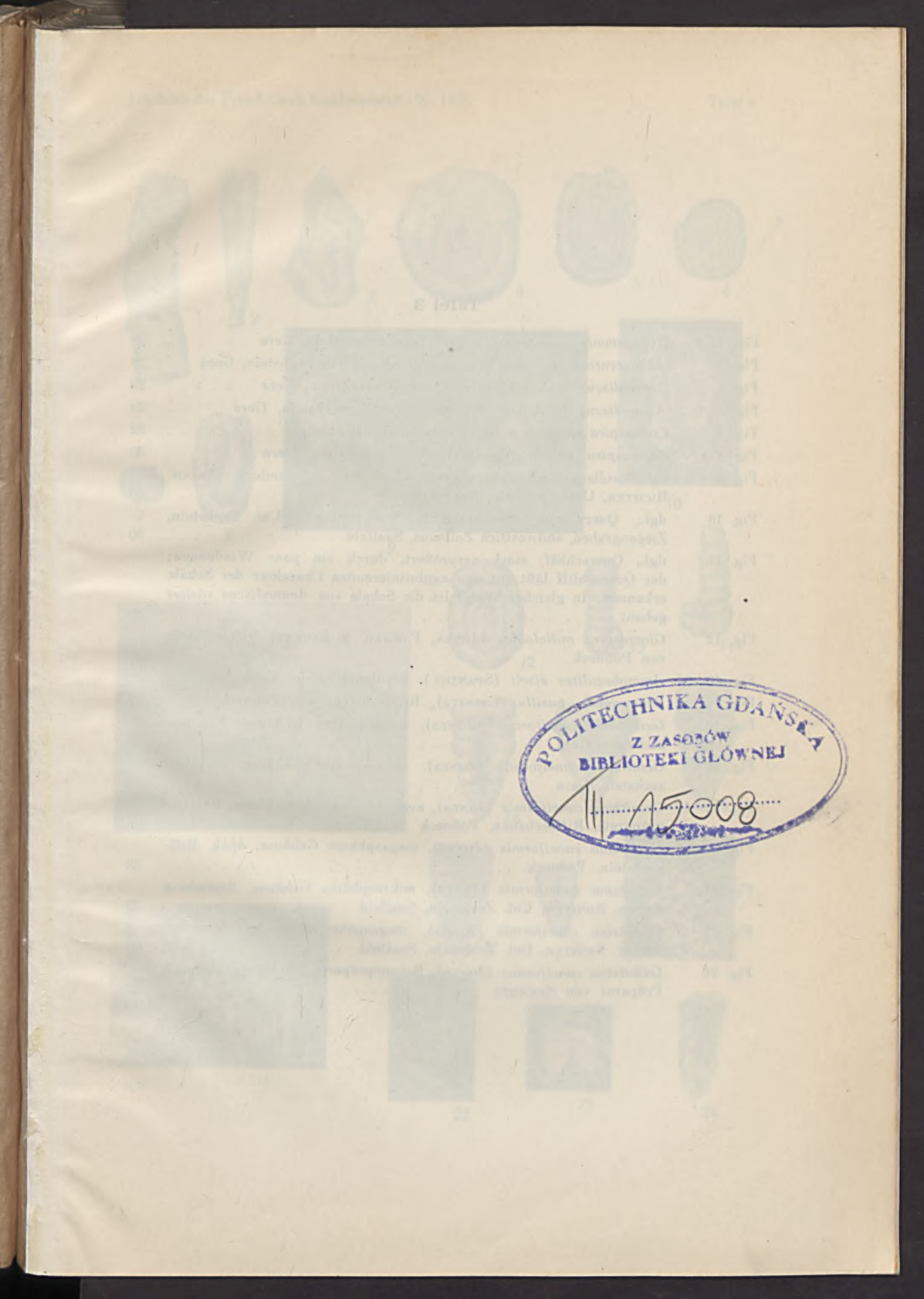
2 0 5 10 15 km.

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

Alluvium — Mittelterrasse — Sander — Endmoräne — Grundmoräne (der Warthe-Vereisung) — Nordrand der Hauptterrassen — Anstehendes älteres Gebirge am Terrassenrand — Nordgrenze des Altglazials — Obermiozänes Braunkohlenbecken — Anstehender Tertiärquarzit (Untermiozän)



NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK



POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
A5008

Tafel 3

		Seite
Fig. 1—2	*Hyperammina compressa* n. sp., Knollenzechstein, Gera	28
Fig. 3	*Adhaerentina permiana* nov gen. n. sp., Knollenzechstein, Gera	29
Fig. 4	*Ammodiscus rösleri* (Schmid), Knollenzechstein, Gera	29
Fig. 5—6	*Ammodiscus bradynus* (Spandel), Knollenzechstein, Gera	29
Fig. 7	*Cornuspira spandeli* n. sp., Riffzechstein, Pößneck	32
Fig. 8	*Glomospira pusilla* (Geinitz), Knollenzechstein, Gera	30
Fig. 9	dgl., vollständige ausgewitterte Exemplare, Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	30
Fig. 10	dgl., Querschnitt, Sammlung E. Zimmermann, Unt. Zechstein, Ziegengraben, südwestlich Zollhaus, Saalfeld	30
Fig. 11	dgl., Querschliff, stark vergrößert, durch ein paar Windungen; der Querschliff läßt gut den agglutinierenden Charakter der Schale erkennen. In gleicher Weise ist die Schale von *Ammodiscus rösleri* gebaut	30
Fig. 12	*Glomospira milioloides* (Jones, Parker & Kirkby) Riffzechstein von Pößneck	31
Fig. 13—14	*Ammobaculites eiseli* (Spandel), Knollenzechstein, Gera	31
Fig. 15	*Apterrinella pusilla* (Geinitz), Riffzechstein von Pößneck	32
Fig. 16	*Geinitzina cuneiformis* (Jones), megasphäres Gehäuse, Knollenzechstein, Gera	33
Fig. 17	*Geinitzina cuneiformis* (Jones), mikrosphäres Gehäuse, Knollenzechstein, Gera	33
Fig. 18—19	*Geinitzina cuneiformis* (Jones), zwei megasphäre Gehäuse, Balsampräparate, Riffzechstein, Pößneck	33
Fig. 20	*Geinitzina cuneiformis* (Jones), megasphäres Gehäuse, opak, Riffzechstein, Pößneck	33
Fig. 21	*Geinitzina cuneiformis* (Jones), mikrosphäres Gehäuse, Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	33
Fig. 22—23	*Geinitzina cuneiformis* (Jones), megasphäre Gehäuse, Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	33
Fig. 24	*Geinitzina cuneiformis* (Jones), Balsampräparat, Zechstein, Pößneck Präparat von Spandel	33


1


2


3


4


5

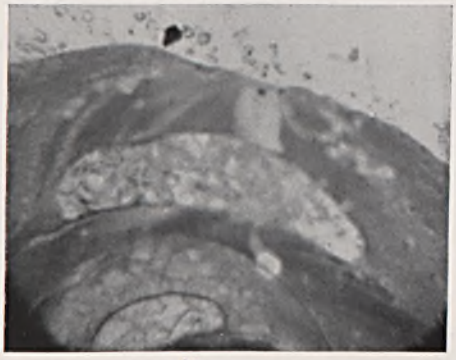

6


7


8


9


10


11


12


13


14


16


17


18


19


20


21


15


22

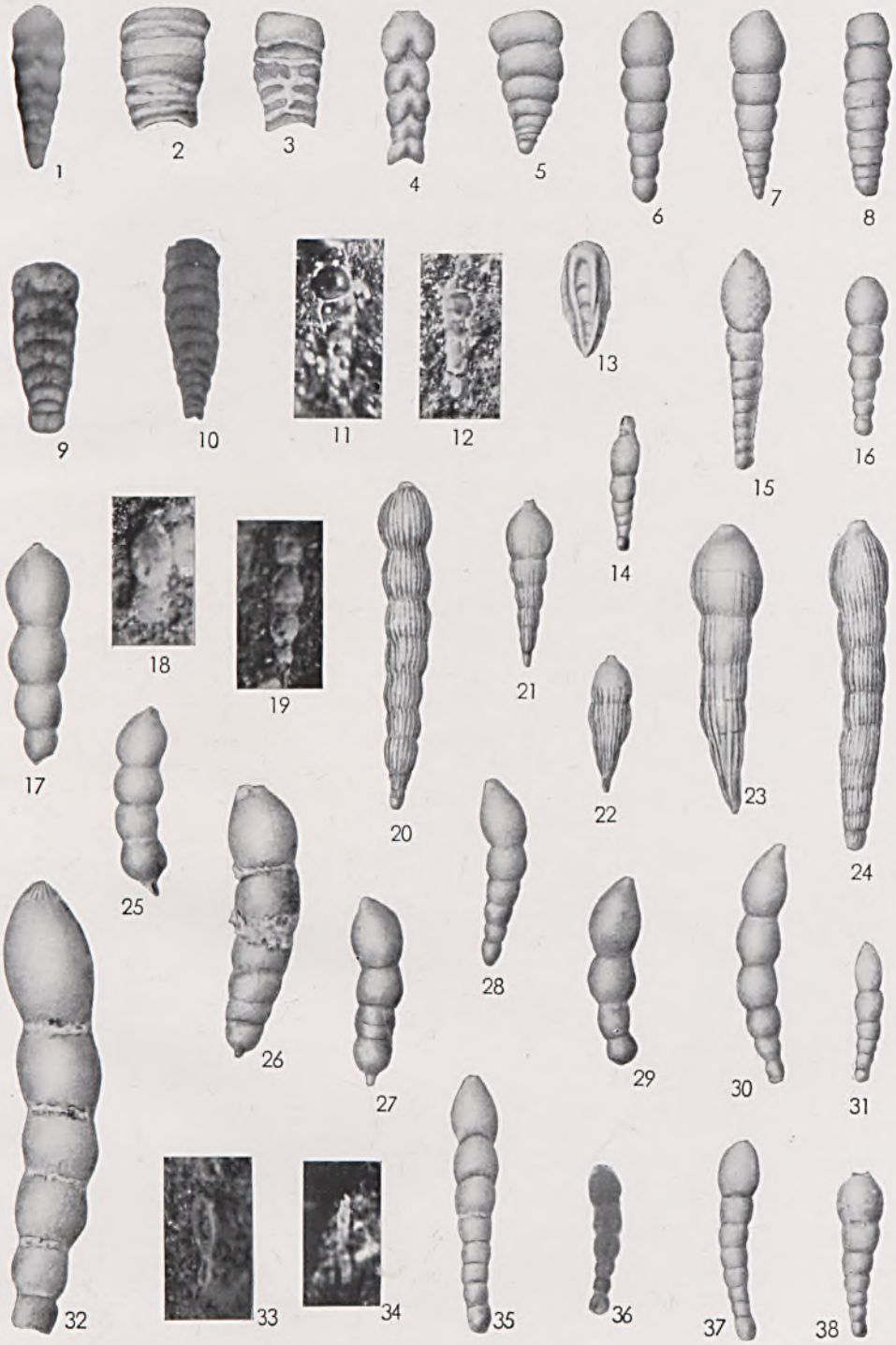

23


24

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 4

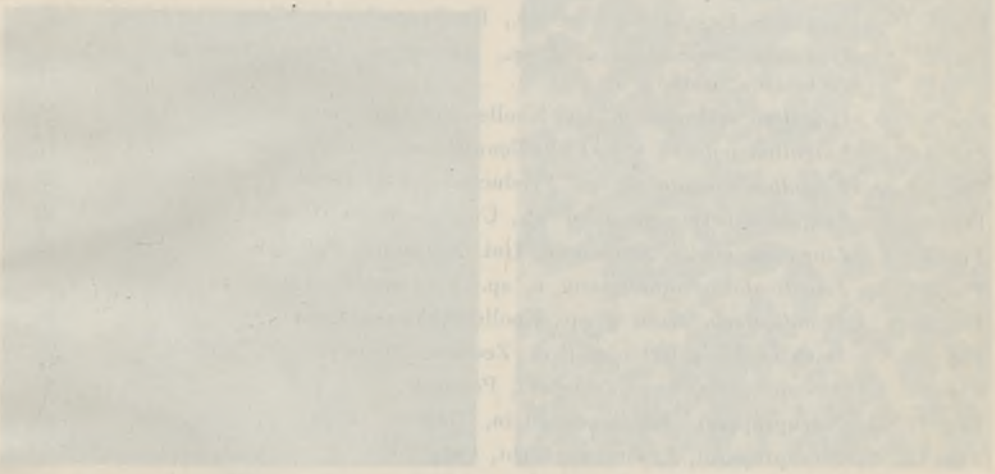
		Seite
Fig 1	*Geinitzina kirkbyi* (Richter), Knollenzechstein, Gera	33
Fig. 2—3	*Lunucammina elongata* n. sp., Zechsteinriff, Pößneck	34
Fig. 4	*Spandelina cavernula* n. sp., Knollenzechstein, Gera	35
Fig. 5	*Spandelina thuringica* n. sp., Unt. Zechstein, Pößneck	35
Fig. 6 u. 8	*Spandelinoides geinitzi* (Reuss), megasphäre Genäuse, Knollenzechstein, Gera	35
Fig. 7	*Spandelinoides geinitzi* (Reuss), mikrosphäres Gehäuse, Knollenzechstein, Gera	35
Fig. 9	*Spandelinoides geinitzi* (Reuss), megasphäres Gehäuse, Balsampräparat, Knollenzechstein von Gera	35
Fig. 10	*Spandelinoides geinitzi* (Reuss), mikrosphäres Gehäuse, Balsampräparat, Knollenzechstein von Gera	35
Fig. 11—12	*Spandelinoides geinitzi* (Reuss), mikrosphäre Gehäuse, Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	36
Fig. 13	*Spandelinoides sparsicosta* n. sp., Knollenzechstein, Gera	36
Fig. 14	*Nodosaria thuringica* n. sp., Unt. Zechstein, Pößneck	37
Fig. 15	*Nodosaria thuringica* n. sp., Productusschicht, Gera	37
Fig. 16	*Nodosaria cushmani* n. sp., Knollenzechstein, Gera	37
Fig. 17	*Nodosaria ovalis* Schmid, Knollenzechstein, Gera	37
Fig. 18	*Nodosaria ovalis* Schmid, zwei Kammern, Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	37
Fig. 19	*Nodosaria ovalis* Schmid, Abdruck, Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	37
Fig. 20	*Nodosaria kingi* (Jones), Knollenzechstein, Gera	38
Fig. 21—23	*Nodosaria conico-densestriata* n. sp., Knollenzechstein, Gera	38
Fig. 24	*Dentalina striatella* n. sp., Knollenzechstein, Gera	38
Fig. 25	*Dentalina concinna* Franke, Knollenzechstein, Gera	39
Fig. 26—27	*Dentalina plebeja* Reuss, Knollenzechstein, Gera	39
Fig. 28	*Dentalina fallax* Franke, Knollenzechstein, Gera	39
Fig. 29	*Dentalina lilli* Reuss, Knollenzechstein, Gera	40
Fig. 30	*Dentalina farcimen* Soldani, Knollenzechstein, Gera	40
Fig. 31	*Dentalina farcimen* Soldani, Unt. Zechstein, Pößneck	40
Fig. 32	*Dentalina permiana* Jones, Knollenzechstein, Gera	40
Fig. 33	*Nodosaria duplicans* Richter, Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	37
Fig. 34	*Nodosaria acicula* Reuss, Sammlung Reinh. Richter	37
Fig. 35 u. 37	*Lingulina spandeli* n. sp., Knollenzechstein, Gera	41
Fig. 36	*Lingulina spandeli* n. sp., Balsampräparat, Knollenzechstein, Gera	
Fig. 38	*Lingulina articulata* n. sp., Knollenzechstein, Gera	41

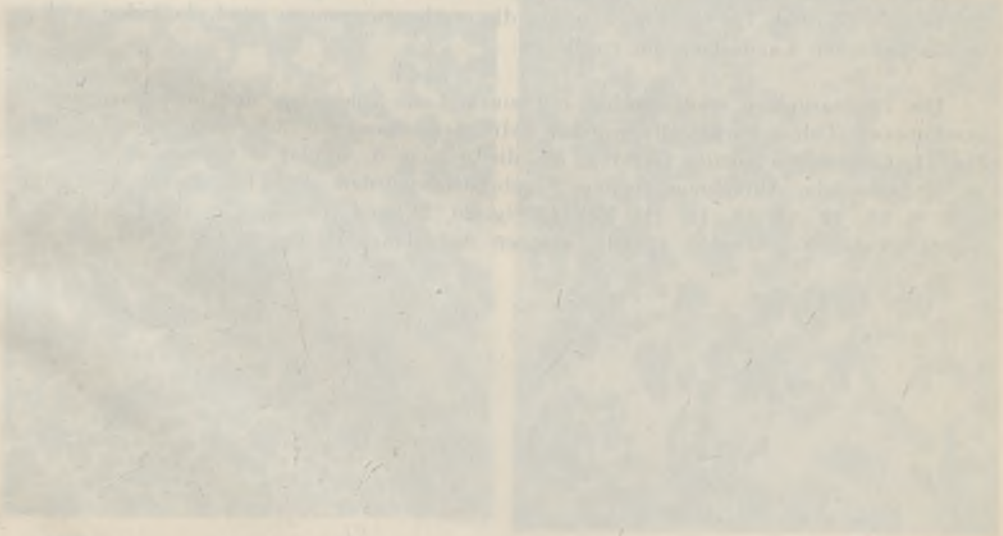

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38

45/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG







Tafel 5

		Seite
Fig. 1	*Lingulina linguaeformis* n. sp., Knollenzechstein, Gera	41
Fig. 2	*Lingulina linguaeformis* n. sp., Sammlung Reinh. Richter, Unt. Zechstein, Saalfeld	41
Fig. 3	*Lingulina articulata* n. sp., Knollenzechstein, Gera	41
Fig. 4	*Lingulina pulchra* n. sp., Knollenzechstein, Gera	42
Fig. 5	*Lingulina clavata* n. sp., Productusschicht, Gera	42
Fig. 6	*Lingulina permo-striata* n. sp., Unt. Zechstein, Pößneck	42
Fig. 7	*Lingulina ovalis* Schwager, Unt. Zechstein, Pößneck	42
Fig. 8	*Frondicularia minutissima* n. sp., Knollenzechstein, Gera	43
Fig. 9	*Frondicularia draco* n. sp., Knollenzechstein, Gera	43
Fig. 10	Dunkler Mergelschiefer, Unt. Zechstein, Gosswitz b. Saalfeld	43
Fig. 11	Streupräparat, Unt. Zechstein, Pößneck	43
Fig. 12	Streupräparat, Knollenzechstein, Gera	43
Fig. 13	Streupräparat, Productusschicht, Gera	43

Die Originale zu den Abbildungen bis auf Taf. 3, Fig. 11; Taf. 4, Fig. 9, 17, 21, 22, 36—38 und Taf. 5, Fig. 5 u. 7, die verlorengegangen sind, befinden sich im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.

Die Photographien sind sämtlich mit einem Leitz-Mikroskop und mit zusammengeschobenen Tubus hergestellt worden. Mit Ausnahme von der Aufnahme Taf. 3, Fig. 11, *Glomospira pusilla* Geinitz, für die System 5, Okular 0 verwendet wurde, ist für sämtliche Aufnahmen System 2 gebraucht worden. Für Taf. 3, Fig. 1, 2, 3, 4, 8, 9, 10, 12, 15, 16, 17, 21, Taf. 4, Fig. 20, 32 und Taf. 5, Fig. 10, 11, 12, 13 wurde Okular 0 gebraucht, für die übrigen Aufnahmen Okular 2.



1



2



3



4



5



6



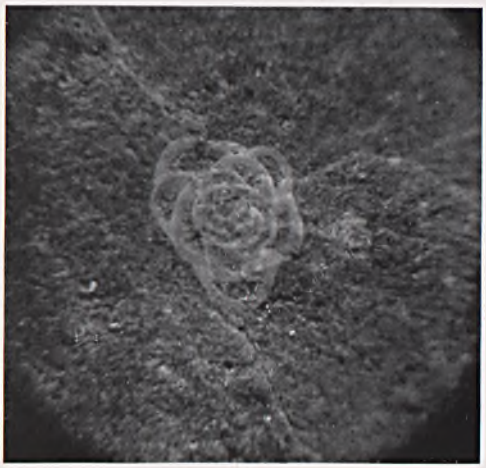
7



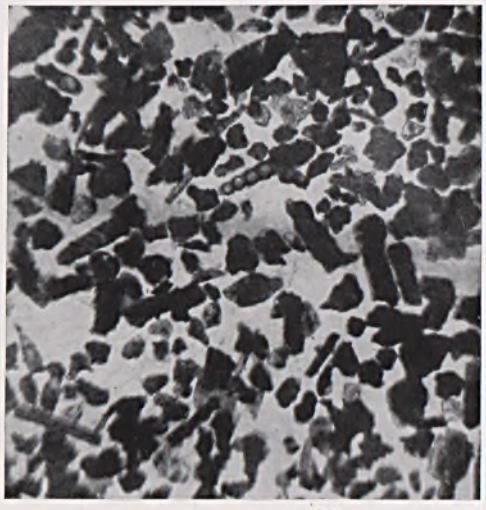
8



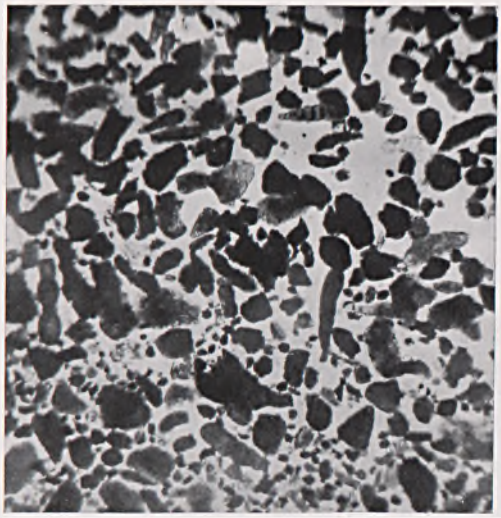
9



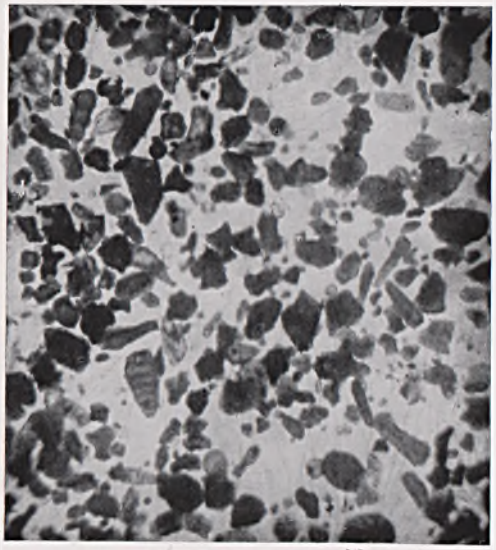
10



11

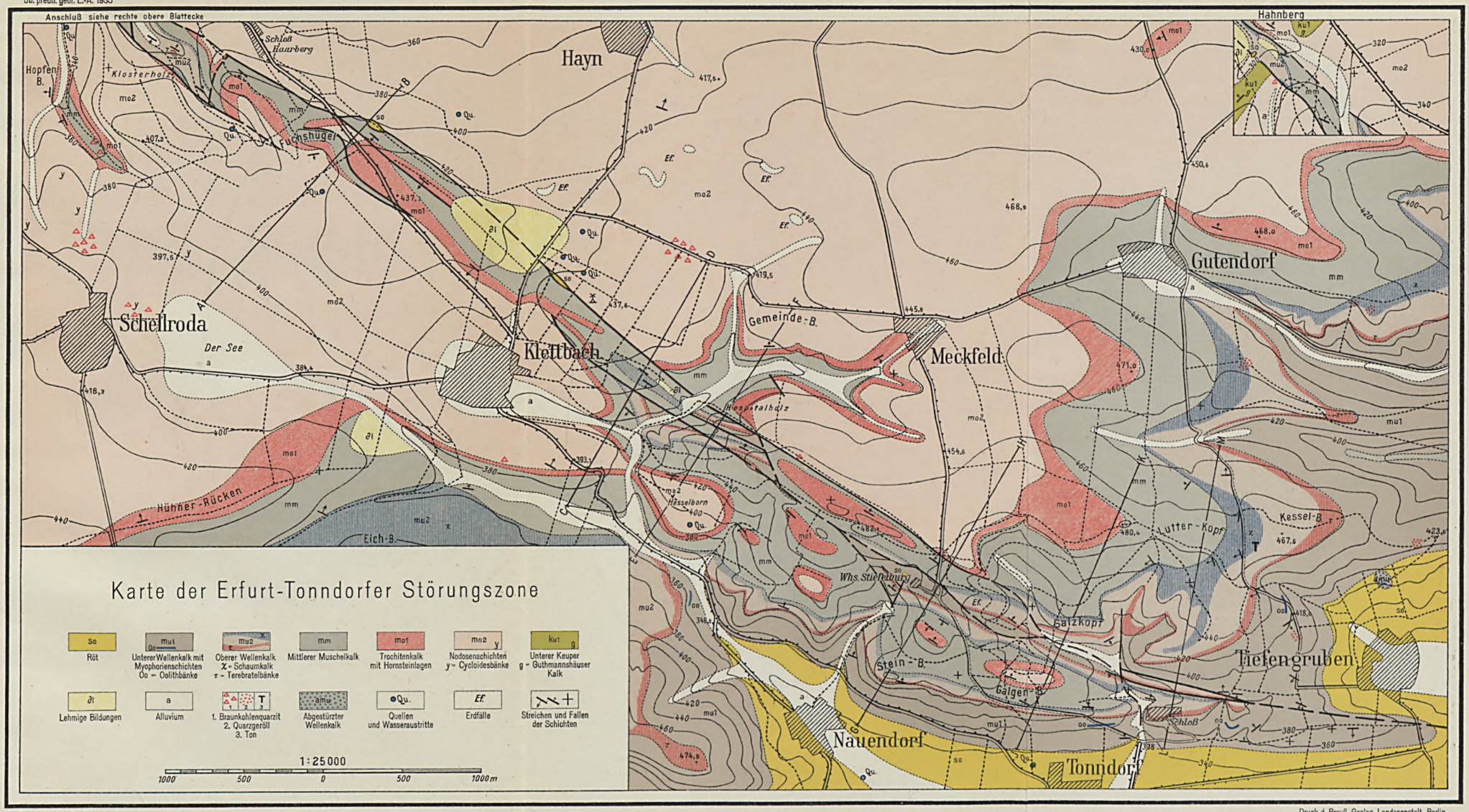


12



13

NATURFORSCHENDE [illegible] GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA

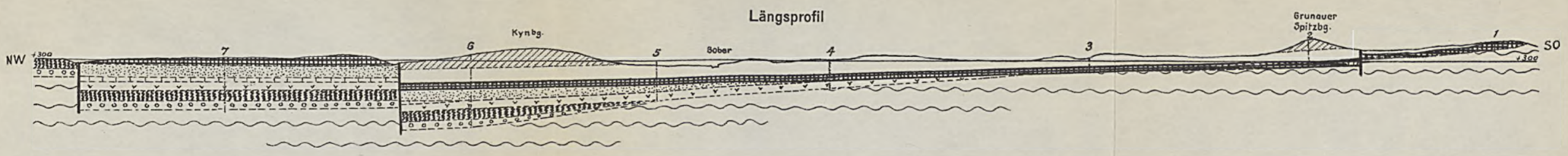
Jb. preuß. geol. L.-A., 1935

Tektonische Karte des Lähner Grabens

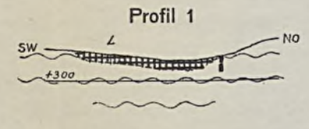
Alluvium und Diluvium sind abgedeckt gedacht

Tafel 7

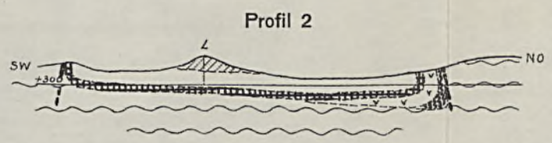
Längsprofil



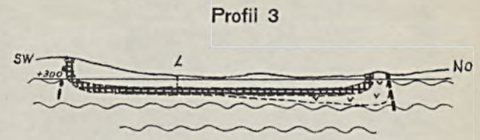
Profil 1



Profil 2



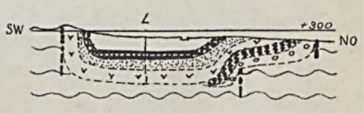
Profil 3



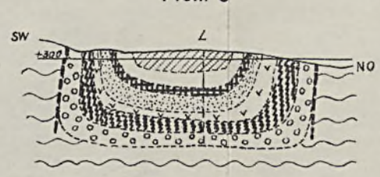
Profil 4



Profil 5



Profil 6



Profil 7



- B — Basalt
- Turoner Sandstein
- Turoner Mergel
- Cenomaner u. turoner Quader
- Buntsandstein
- Zechstein
- Oberrotliegendes
- P — Porphyr
- Melaphyr
- Unterrotliegendes
- Altpaläozoische Schiefer
- Granit, Gneis } des Riesengebirges

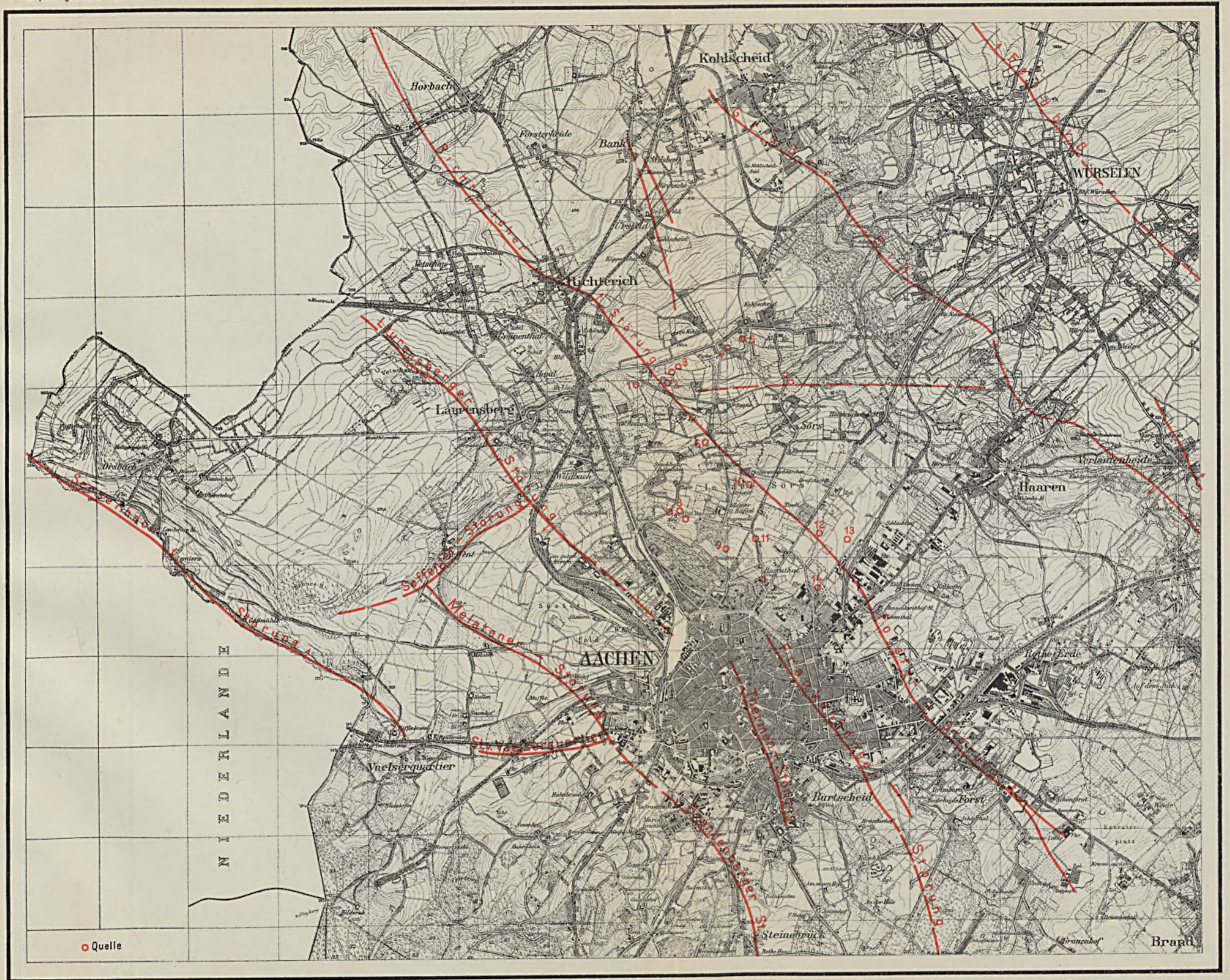
- Grenzen der Grabenstücke
- Muldenlinie
- Flexurscheitel
- ⑤ Fundpunkte des basalen Cenoman

Bearbeitet von W. Kolb, 1934

Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Die wichtigsten Störungen im Aachener Grenzgebiet

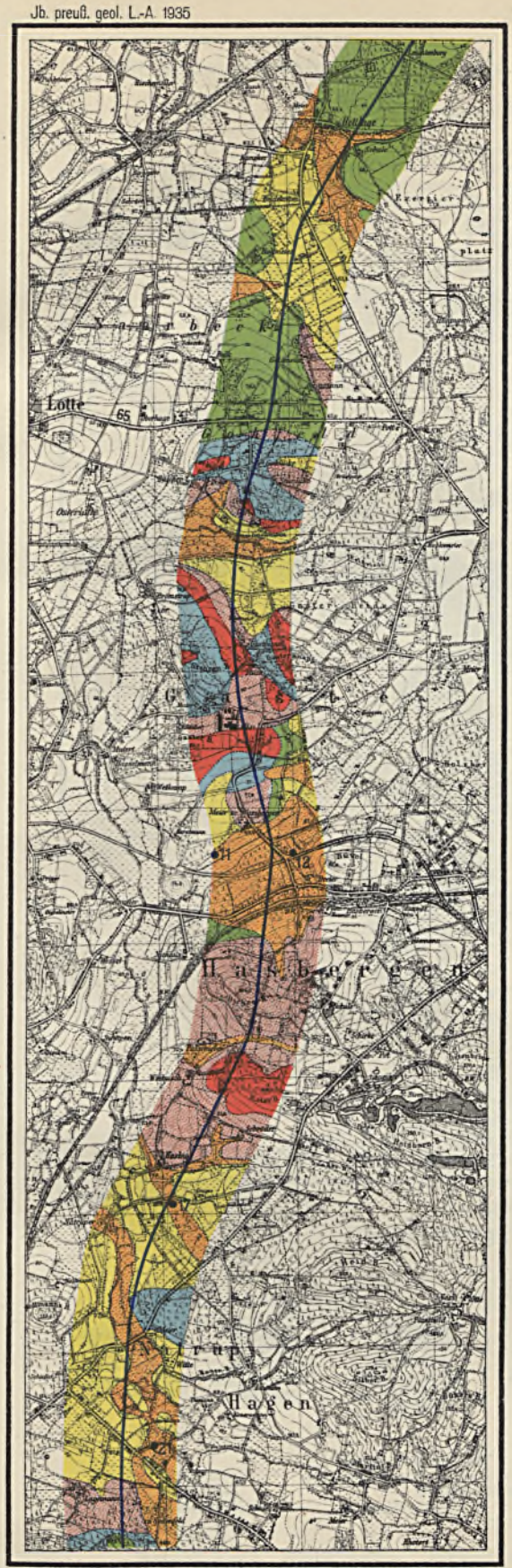


Bearbeitet von K. Hahne

Maßstab 1:50 000.

Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · LESESTUBE



Straßenbaugeologische Karte der geplanten Reichsautobahn

Bremen–Münster

westlich von Osnabrück

1:50 000

0 1 2 km

• 17 Tiefere Bohrungen

Felsige Bodenarten (Kalk, Dolomit, Mergel, Sandstein)
Gut tragfähig, standfest, gut geklüftet. Sprengarbeit nötig; nur die obersten Meter lockerer. Grundwasser tief.

Sandige Bodenarten
Tragfähig, standfest, gut schüttbar, leicht lösbar. Grundwasser tief.

Feinsandige und tonig-feinsandig. Bodenarten (Lößlehm u. Flugsand)
Tragfähig, meist standfest und gut schüttbar (falls nicht zu lehmig), leicht lösbar. Frostsicherheit prüfen. Grundwasser tief.

Sandige und sandig-lehmige Bodenarten der Täler
Tragfähig für geringere Dammhöhen.

Sandig-tonige Bodenarten (sandig. Schieferton, steiniger Lehm)
Tragfähig, bei nicht zu steiler Böschung standfest, nicht besonders gut schüttbar. Meist frostsicher. Grundwasser tief.

Tonige Bodenarten (Schieferton)
Tragfähig, bei flacher Böschung noch standfest, schlechter Schüttboden. Frostgefährdung möglich. Grundwasser tief.

Bearbeitet von W. Dienemann

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

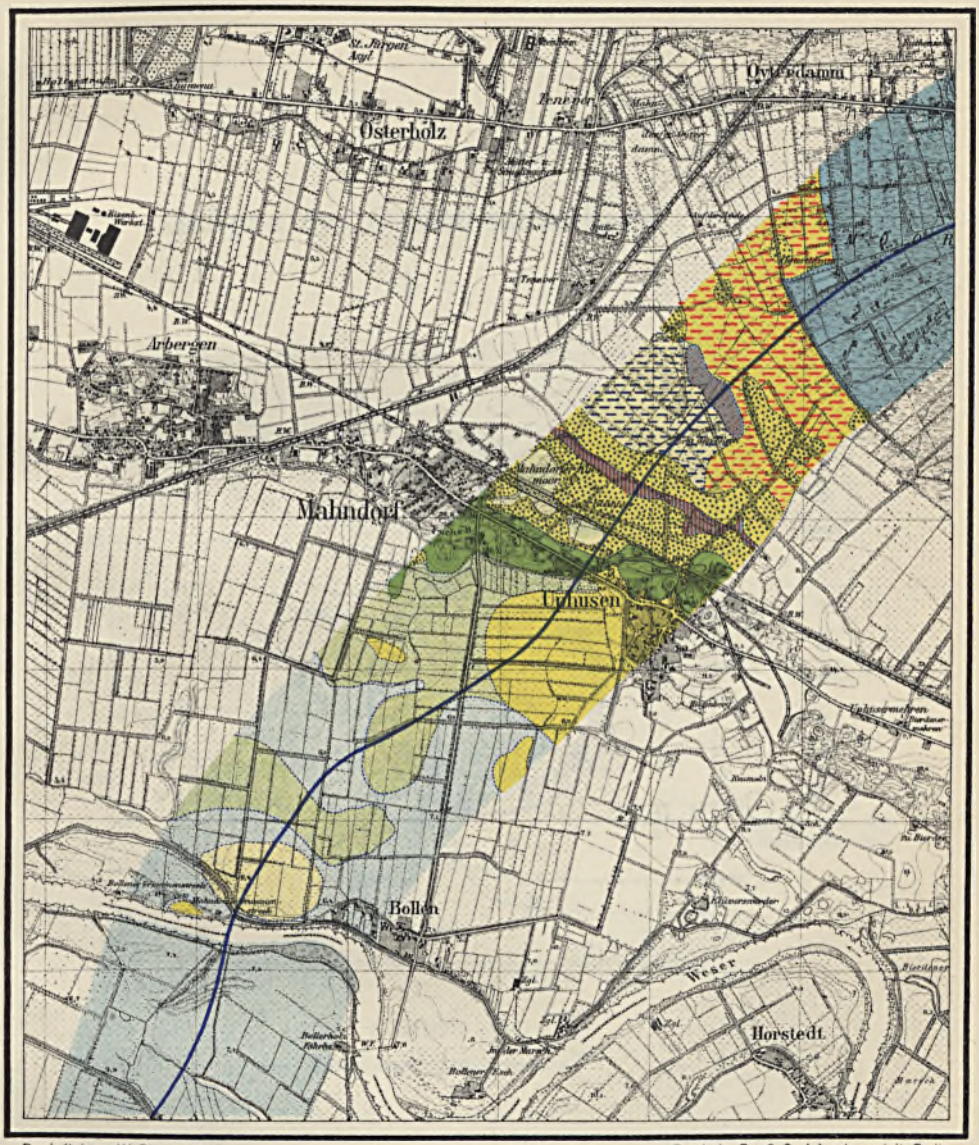
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK

11

Straßenbaugeologische Karte der geplanten Reichsautobahn

Bremen–Münster

südöstlich von Bremen



Bearbeitet von W. Dienemann

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

1:50 000

0 1 2 km

Nicht tragfähig, Grundwasserstand hoch.

- Hochmoortorf über Bruchwald- u. Schilftorf, z. T. abgetorft
- Flachmoortorf, unter 2 m mächtig, über Sand
- Flachmoortorf, unter 2 m mächtig, mit Toneinlagerungen, über Sand

Wenig tragfähig, als Schüttboden ungeeignet, Frostgefahr möglich. Grundwasserstand hoch.

- Ton (Schlick), über 2 m mächtig
- Ton (Schlick), unter 2 m mächtig, über Sand

Wenig trag- u. schüttfähig Frostgefahr möglich. Grundwasserstand hoch.

- Humoser Sand, höchstens ½ m mächtig, über Ton (Schlick)

Tragfähigkeit z. T. beschränkt. Grundwasserstand hoch

- Humoser Sand mit Toneinlagerungen

Tragfähig, meist schüttbar

Moorerde nicht tragfähig Grundwasserstand hoch

- Feinsand, über 2 m mächtig, z. T. schlickig
- Feinsand mit dünner Moorerdedecke

Tragfähig, schüttbar

Grundwasserstand tiefer

- Fein- bis Grobsand, über 2 m mächtig

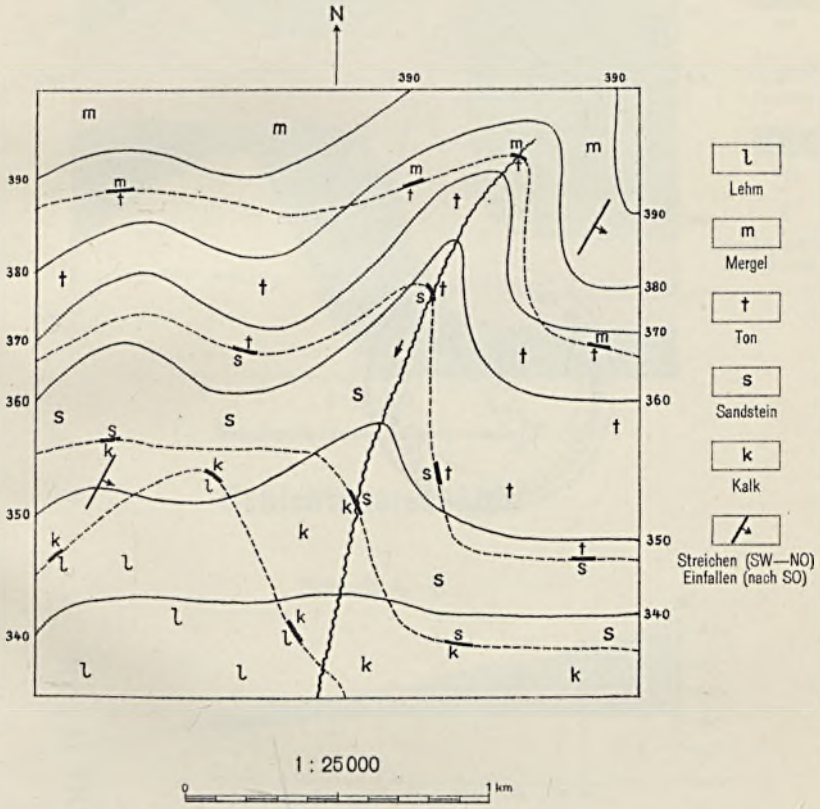
Grundwasserstand tief

- Dünensand

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Gerippe der Gesteinsartenkarte

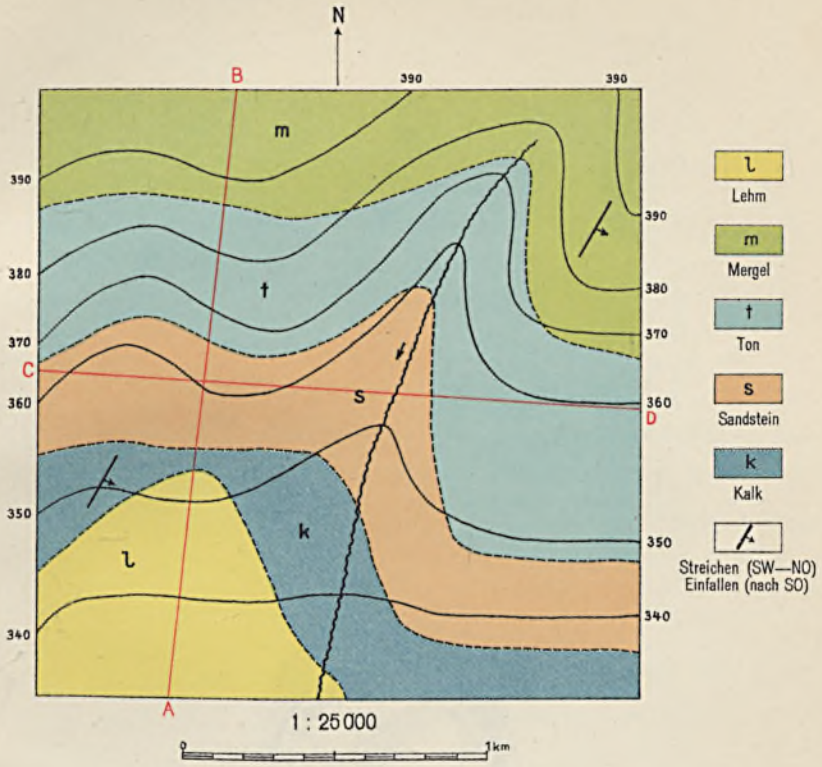


Bearbeitet von E. Sonne

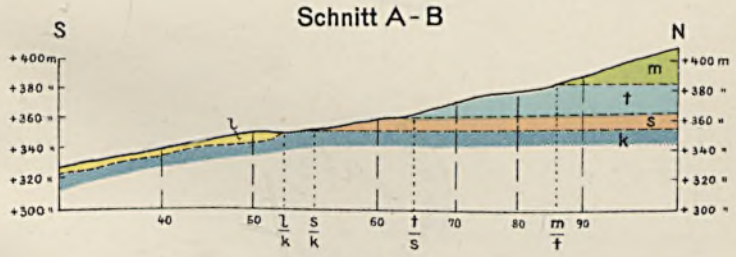
Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

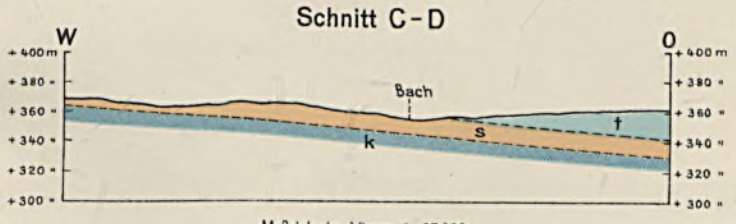
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Gesteinsartenkarte



Schichtquerschnitte





Maßstab der Längen 1 : 25000
Maßstab der Höhen 1 : 5000

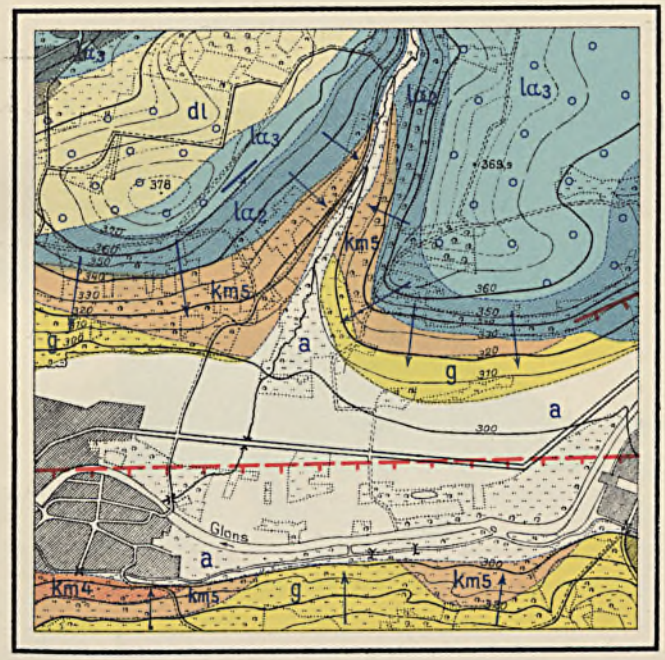
Bearbeitet von E. Sonne

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
DANZIG
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Geologische Karte



1 : 25000

0 1km

Trias
Mittlerer Keuper

- km4 Stubensandstein
- km5 Knollenmergel

Jura
Unterer Lias

- lα2 Lias α2
- lα3 Lias α3

Quartär

- dl Lößlehm
- Alte Glonsschotter
- g Gehängeschutt
- a Schwemmland in den Talsohlen

Verwerfungen: nachgewiesene | vermutete

Streichen und Fallen der Schichten

Rutschungen im Keupergebiet

Bearbeitet von E. Sonne

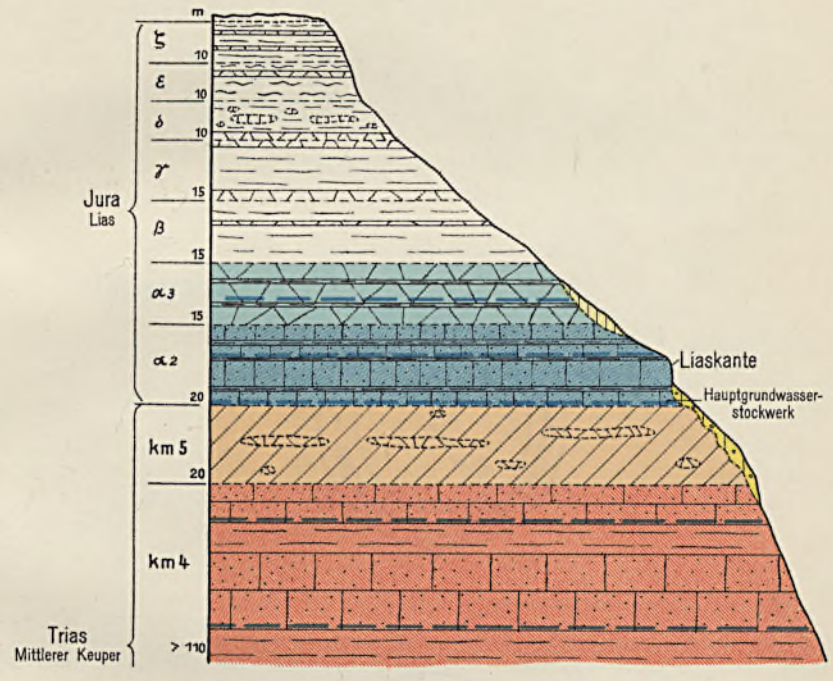
Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

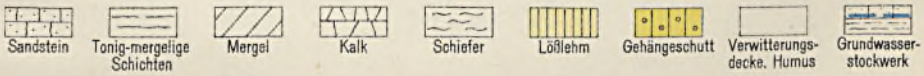
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
LIBLIOTHEK

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Regel-Schichtquerschnitt

zu Tafel 13





Bearbeitet von E. Sonne

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Farben- und Zeichenerklärung zur Grundwasser- und Minier-Karte 1 : 25 000 (Taf. 15)

Die in Spalte 1 fehlenden Farben sind aus nebenstehender Tafel 15 zu entnehmen

Zeichen und Farbe	Zusammenfassung	Farben- und Zeichenerklärung
1	2	3
0	**Grundwasser:** in 0,5 . . . 2 m Tiefe. **Nicht minieren**	Grundwasser in 0,5 . . . 2 m Tiefe stets anzutreffen. Gräben, betonierte Unterstände u. a. werden häufig aufgesetzt werden müssen bezw. erhalten hohen Aufzug. Entwässern schwierig, höchstens durch Pumpen und Vorflut. Minieren ausgeschlossen. Sonderfall: Wegen Unterfahrens der wasserführenden Schichten Gutachten des zuständigen Geologen einholen.
2	Oberstes **Grundwasser** in 2 . . . 6 m Tiefe. **Minieren** möglich: Meist schuß- und bombensicher	Oberstes, meist wenig ergiebiges Grundwasserstockwerk durchschnittlich in 2 . . . 6 m Tiefe. Stellenweise, z. B. bei . . . auch tiefer. Darunter weitere wenig ergiebige Grundwasserstockwerke. Einige Quellen. Schußsicherheit bei mindestens 5 m, Bombensicherheit bei etwa 10 . . . 12 m Gesteinsdecke über Hohlräumen; diese gut verschalen.
/	**Hauptgrundwasserstockwerk**	Über t-Band meist Anschnitt des Hauptgrundwasserstockwerks (an der Sohle des Angulatensandsteins Lias α_2, bedingt durch den liegenden wasserstauenden Knollenmergel km 5), das zahlreiche Quellen liefert. Hier Minieren ausgeschlossen. Der Abstand nach oben, von dem aus ohne Beeinflussung durch das Hauptgrundwasserstockwerk miniert werden kann — meist einige Meter — gibt der zuständige Geologe an. Bau von Gräben, minierten Unterständen sonst möglich. Die harten Sandstein- und Kalkbänke sind oft in tonigen, wasserundurchlässigen Schichten zu unterfahren. Wasserschwierigkeiten sind vorhanden, aber meist zu beheben: Entwässern durch Abzugsgräben, Sickerschächte oder Pumpen und dergl.
4	Oberstes **Grundwasser** meist unter 4 m Tiefe. **Minieren** möglich: Schuß- und bombensicher	Oberstes Grundwasserstockwerk meist tiefer als 4 m. Oft mächtiger gebankter Sandstein auf Ton-Mergel Lagen bedingt häufig weitere ergiebige Grundwasserstockwerke. Zahlreiche Quellen. Gräben können gebaut werden. Vor Ansetzen minierter Unterstände den zuständigen Geologen hören. Unterfahren der wasserführenden Schichten meist möglich. Andernfalls Minieren ausgeschlossen. Gefahr von Wassereinbrüchen. Entwässern meist durch Sickerschächte. Je nach Vorkommen und Mächtigkeit der Mergel- und Tonlagen zwischen dem Sandstein Schußsicherheit bei 3 . . . 5 m, Bombensicherheit bei 7 . . . 12 m Gesteinsdecke über Hohlräumen; diese verschalen.
g	Kein **Grundwasser.** **Minieren** nur, wenn 4 oder t nahe unter g erreichbar	Gehängeschutt. Mit Grundwasser ist nicht zu rechnen. Meist trocken. Wasser frühestens an Sohle des Schuttes anzutreffen. Am Fuß des Gehängeschutts bisweilen Schuttquellen. Gräben nicht standfest, aber trocken oder leicht durch Sickerschacht zu entwässern, wo nicht t darunter liegt; dann Abzugsgräben und dergl. Zum Minieren ungeeignet, da zwar meist trocken, aber mangelhafte Deckung wegen uneinheitlichen Gefüges des Gehängeschutts und geringer Mächtigkeit. U. U. Minieren im liegenden Gestein (t, 4) möglich.
t	Kein **Grundwasser.** Zum **Minieren** sehr geeignet. Schuß- und Bombensicher	Völlig wasserleer. Gräben ohne jede Standfestigkeit, verrutschen, fallen ein, sind naß, verschlammen. Zum Minieren besonders geeignet wegen leichter Bearbeitbarkeit (Tonmergel), Wasserundurchlässigkeit, sowie schuß- und bombensicherer Decke. Starker Vollausbau erforderlich. Die Eingänge sind wegen Rutschgefahr besonders tief zu sichern. Dauerberatung durch zuständigen Geologen erforderlich, sonst Gefahr von Wassereinbruch aus der Deckschicht (Hangendes: Angulatensandstein, Lias α_2) und Rutschgefahr. Entwässern durch Abzugsgräben, Pumpen und dergl. In tieferen Lagen Sickerschächte (in den liegenden Stubensandstein, km 4).
⟍		Verwerfungen! An diesen Bruchlinien Zerrüttungszonen und plötzlicher Wechsel in der Gesteinsart, auch in den Grundwasserstockwerken. Gefahr von Wassereinbrüchen. Gegend der Verwerfungen zum Bau minierter Unterstände und zum Minieren vermeiden.

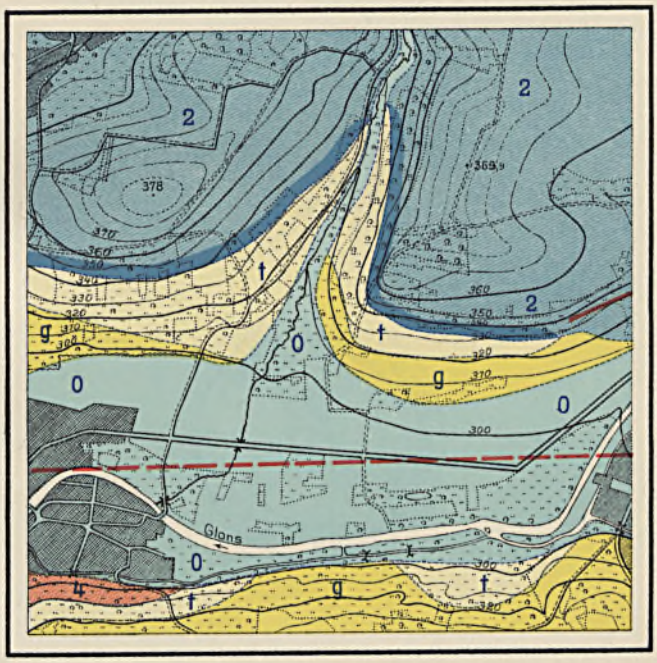
Bemerkungen:

1. Die Angaben beziehen sich auf die voraussichtlich höchsten Grundwasserstände.
2. Es bedeutet geologisch:
   - 0 = a = Schwemmland in den Talsohlen.
   - 2 = lα_2, lα_3, dl = Lias α und Lößlehm.
   - 4 = km4 = Stubensandstein.
   - g = g = Gehängeschutt.
   - t = km5 = Knollenmergel.
3. Fließrichtung des Grundwassers NW—SO.
4. Das größte Seihvermögen hat der Angulatensandstein (Lias α_2).
5. Ständiges Heranziehen des örtlich zuständigen Geologen fördert die Belange der Truppe.

Anmerkung: Die Grundwasserstockwerke können auch durch Grundwasserspiegellinien dargestellt werden.

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Grundwasser- und Minier-Karte



1 : 25 000

0 1 km

0	2		4	g	t	
Grundwasser in 0,5...2 m Tiefe	Oberstes Grundwasser in 2...6 m Tiefe	Hauptgrund-wasserstock-werk	Oberstes Grundwasser meist unter 4 m Tiefe	Kein Grundwasser	Kein Grundwasser	Verwerfungen beob-achtet | ver-mutet

Bearbeitet von E. Sonne

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG

Farben- und Zeichenerklärung zur Wasserversorgungskarte 1 : 25 000 (Taf. 16)

Die in Spalte 1 fehlenden Farben sind aus nebenstehender Tafel 16 zu entnehmen

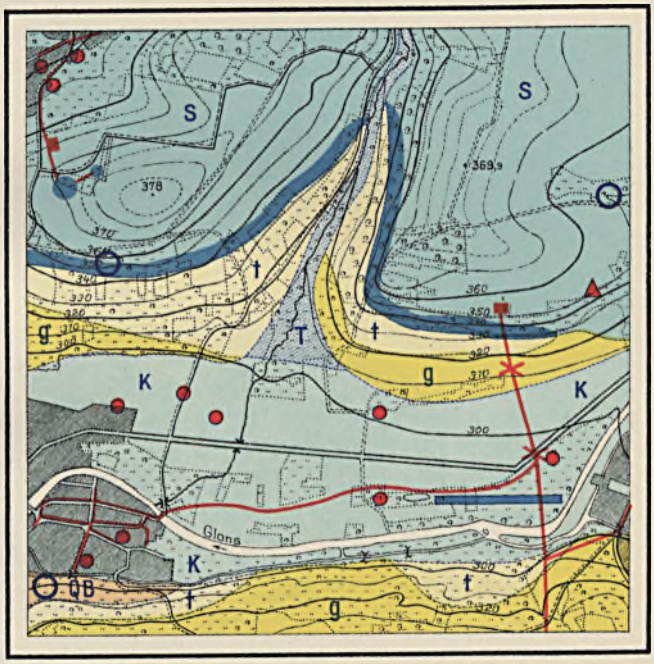
Zeichen und Farbe	Zusammenfassende Bezeichnung	Wasserverhältnisse	Oberstes Grundwasserstockwerk unter Erdoberfläche	Wassererschließung durch	Verunreinigung möglich?	Verwendung	Zu erwartende Wassermenge	Geologische Bezeichnung der Bereiche
1	2	3	4	5	6	7	8	9
K	Wasserführende Kiesschichten	Unter 0,3 bis 0,7 m mächtigem Lehm 2 bis 7 m mächtige stets wasserführende Kiesbänke. Darunter wasserundurchlässige Schichten in verschiedener Tiefe	0,5 bis 3 m	Feldbrunnen und Sickeranlagen. Hochwasserfreie Fassungen	Ja, durch Tagewasser und Abwasser in der Glons. Bisher jedoch nicht festgestellt	Trinkwasser	Ausgiebig	a (Alluvium)
T	Feuchte Talsohlen	Unter 0,3 bis einige Meter mächtigem meist durchlässigem und wasserführendem Lehm und Geschiebe folgt das jeweilige Gestein des Untergrundes	0 bis 2 m	Schachtbrunnen, bisweilen gebohrte Feldbrunnen. — Möglichst keine Wassererschließung	Ja, durch Tagewasser	Trinkwasser nach Untersuchung	Gering	a (Alluvium)
Q B	Bereich der Quellen und Bohrungen	Oft mächtiger gebankter Sandstein auf Ton-Mergel-Lagen bedingt zahlreiche, oft ergiebige Grundwasserstockwerke. Zahlreiche Schicht-Quellen in verschiedener Höhe	Meist unter 4 m	Quellfassung. Bohrungen bis etwa 60 m	Sehr selten, z. B. unter gedüngten Äckern	Trinkwasser	Sehr ausgiebig. Bei Bohrungen ist mit 1 l/sec Mindestdauerschüttung zu rechnen	km 4 (Stubensandstein)
—	Hauptgrundwasserstockwerk	Über t-Band meist Anschnitt d. Hauptgrundwasserstockwerks. Es liegt an der Sohle des oft wasserführenden Angulatensandsteins Lias α_2 und ist bedingt durch den liegenden wasserundurchlässigen und wasserstauenden Knollenmergel km 5. Das Einzugsgebiet bilden die weiten Höhen des S-Bereichs. Liefert zahlreiche Quellen	.	Quellfassung	In Nähe von Ortschaften und gedüngten Äckern	Trinkwasser, falls nicht verunreinigt	Ausgiebig	Grenze $\frac{1\,\alpha_2}{\text{km}\,5}$
S	Bereich der Schachtbrunnen	Oft geringmächtige wasserführende Kalk- und Sandsteinbänke mit tonigmergeligen wasserundurchlässigen Zwischenlagen, wodurch Bildung von Grundwasserstockwerken (meist wenig ergiebig) bedingt. Schichtquellen	2 bis 6 m	Schachtbrunnen. Quellfassung	Ja, in Nähe von Ortschaften und gedüngten Äckern	Trinkwasser nach Untersuchung	Meist gering	$1\alpha_3$ $1\alpha_2$ (Lias α)
g	Gehängeschutt	Von den Hängen abgerutschte, oft lockere Gesteinsmassen, meist zerbrochen, vermengt mit Tonen und Mergeln. Meist trocken. Da oft auf wasserundurchlässiger Unterlage, Wasser häufig am Fuß des Gehängeschutts als Schuttquellen anzutreffen	.	Quellfassung. Keine Bohrungen	Ja, durch Tagewasser	Trinkwasser nach Untersuchung	Sehr gering	g (Gehängeschutt)
t	Trockenbereich	Wasserundurchlässige Tonmergelschicht. Völlig wasserleer. Dort etwa vorkommende Quellen sind Schuttquellen	.	.	.	.	.	km 5 (Knollenmergel)

Bemerkungen

1. **Wasserversorgung** in den Ortschaften und Tälern reichlich; auf den Höhen durch Wassererschließung zu verbessern.
2. Sämtliche Orte haben **Wasserleitung.** A-Dorf ist außerdem an die **Landeswasserversorgung** angeschlossen.
3. Einige Ortschaften haben außerdem noch zahlreiche — jetzt meist unbenutzte — **Schachtbrunnen** und zwar: A- und B-Dorf.
4. Die **fließenden Brunnen** sind fast durchweg zugunsten der Wasserleitung abgeschafft.
5. Eine Trennung in **Trink- und Nutzwasser** erscheint nicht erforderlich, da alles Wasser trinkbar, wenn Verunreinigung verhindert wird. Einige Vorsicht dürfte beim Wasser in C-Dorf geboten sein. Hier ggf. Untersuchung erforderlich.
6. Stränge der **Landeswasserversorgung** liegen . . . .
7. In den Ortschaften genügt der Wasservorrat für **mittlere Belegung.**
8. Das größte **Seihvermögen** hat der Angulatensandstein, Lias α_2. (S. Tafel 13).
9. **Fließrichtung** des Grundwassers NW—SO.
10. Bei allen Wassererschließungsarbeiten den zuständigen **Geologen** zuziehen! Dadurch Förderung der Belange der Truppe.

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Wasserversorgungskarte



1 : 25000

0 1km

K Wasserführende Kiesschichten

T Feuchte Talsohlen

QB Bereich der Quellen und Bohrungen

Hauptgrundwasserstockwerk

S Bereich der Schachtbrunnen

g Gehängeschutt

t Trockenbereich

Gefaßte Quellen (Brunnenstuben). Mindestschüttung 0,5 ... etwa 2,0 l/sec | unter 0,5 l/sec

Ungefaßte Quellen. Schüttung unter 0,5 l/sec

Sickeranlage

Schachtbrunnen soweit zur Zeit nutzbar

Laufende und Pumpbrunnen außerhalb der Ortschaften

Wasserleitung mit Pumpwerk, Wasserbehälter, Andeutung der Verzweigung in Ortschaften

Bearbeitet von E. Sonne

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
LIBRARY

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Farben- und Zeichenerklärung zur Baustoffkarte 1 : 25 000 (Taf. 17)

Die in Spalte 3 fehlenden Farben sind aus nebenstehender Tafel 17 zu entnehmen.

Lfde Nr.	Baustoff		Geologische Bezeichnung	Zu verwenden für:						
	Art	Zeichen		Bruch- und Bausteine	Packlage	Pflastersteine	Straßenschotter	Betonzuschlag (z. B. Kies oder Steinschlag)	Sand für Mörtel u. Beton	Wasserbauliche Dichtungen
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Kalkstein [1]	●	Lias α_3 (Gryphitenkalk)	ja [2]	ja	ja [2]	ja	ja	.	.
2	Sandstein [3]	●	Lias α_2 (Angulatensandst.)	ja	ja	.	.	.	.	.
3	Sand (-stein)	●	km 4 (Stubensandst.)	ja [4]	.	.	.	.	ja [5]	.
4	Kies (Geschiebe) [6]	K ○	a (Schwemmland in den Talsohlen)	.	.	.	ja	ja [7]	.	.
5	Tonmergel [8]	T	km 5 (Knollenmergel)	.	.	.	.	.	.	ja
6	Lehm	●	d l (Lösslehm)	ja [9]	.	.	.	.	.	ja [9]

Bemerkungen:

[1]) Über dem Gestein meist nur geringmächtige Verwitterungsschicht. Nur die harten unverwitterten, meist versteinerungsreichen Bänke, benützen. Dazwischen unbrauchbare mürbe oder angewitterte Bänke, sowie Ton- und Mergellagen. Sogenannte „Specksteine" und „Kordeln" (meist hellgraue Kalke) ausscheiden, da an der Luft bald zerfallend.

[2]) Versteinerungsreiche Bänke sind schwierig gleichmäßig zu behauen. Nur die härtesten Lagen als Pflastersteine verwertbar.

[3]) Über dem Gestein meist nur geringmächtige Verwitterungsschicht. Voll brauchbar sind nur die unverwitterten, meist grünlichen oder grauen Lagen, wie z. B. bei . . . anstehend. Meist gelbbraun verwitternd und dann infolge geringerer Festigkeit nur bedingt brauchbar Unbrauchbar sind die tonigmergeligen Zwischenlagen.

[4]) Nur die harten Lagen sind bedingt brauchbar. Meist weiche Ausbildung.

[5]) Gewinnung aus dem meist weichen Gestein durch Brechen und Mahlen. Ergibt fast reinen Quarzsand.

[6]) Im Glons-Tal unter geringmächtiger Humus- oder Auelehmdecke stets mehrere Meter mächtig anzutreffen. Grundwasser oft in 2 Meter Tiefe.

[7]) Oft stark lehmig, daher zu waschen.

[8]) Aufschlüsse sind nicht vorhanden. Im Bedarfsfall im angegebenen Schicht-Band Probegruben herstellen.

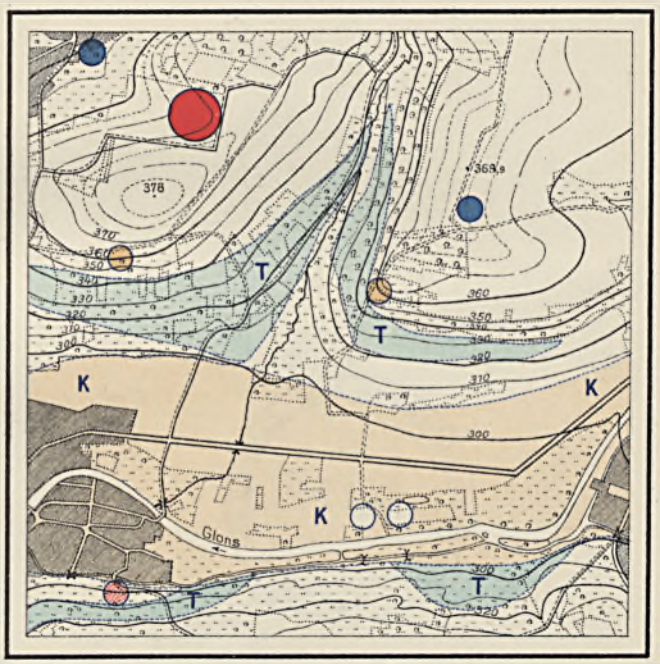
[9]) Als Ziegel- (Back-) Steine nach Brennen; für Dichtungen nur fette tonige Lagen.

10) Die angegebenen Steinbrüche und Gewinnungsstellen sind taktisch verwertbar. Häufig gute Deckungs- und Stellungsmöglichkeit, Ansatzpunkte zum Minieren usw.

11) Vor Neuanlage von Steinbrüchen oder Gewinnungsstellen ist stets der zuständige Geologe zu hören.

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Baustoffkarte



1 : 25000

0 1km

	Lfde. Nr.	I	1	2	3	4	5	6
Baustoff	Art	II	Kalkstein	Sandstein	Sand(-stein)	Kies (Geschiebe)	Tonmergel	Lehm
	Zeichen	III	●	●	●	K ○	T	●

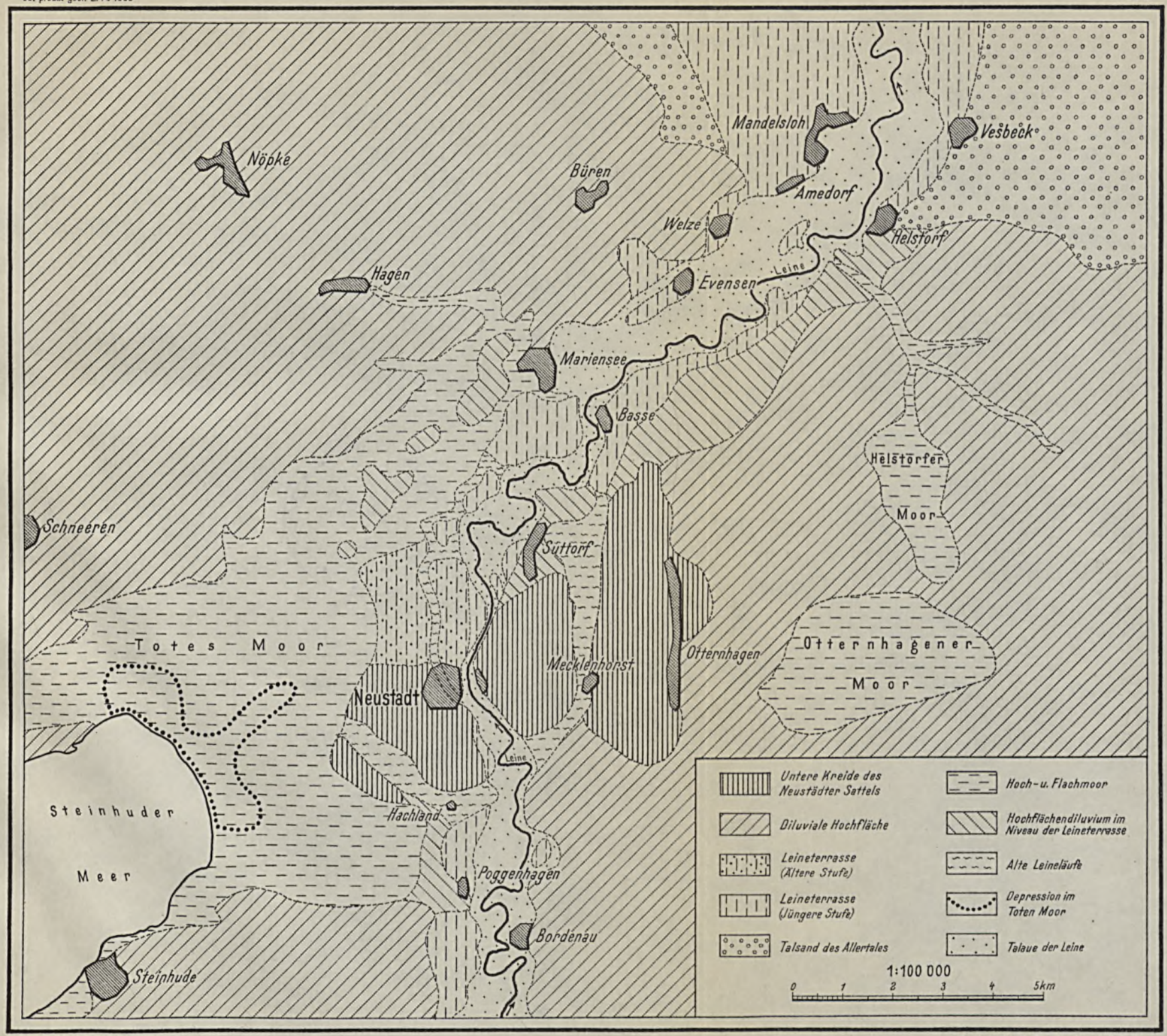
Bearbeitet von E. Sonne

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Übersichtsskizze des Leinetales bei Neustadt a. Rbg.



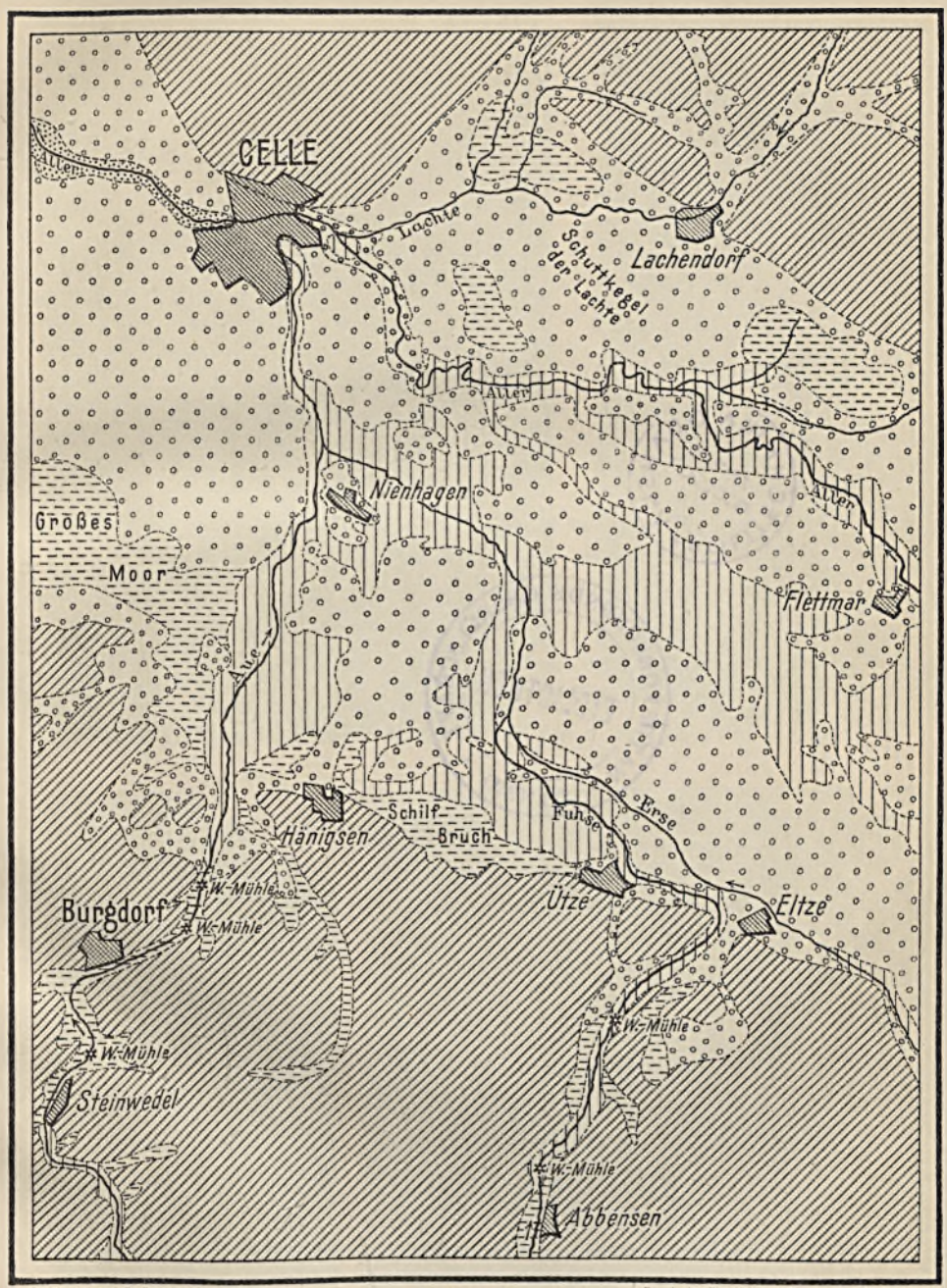
Bearbeitet von B. Beschoren

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

24

Übersichtsskizze des Allertales bei Celle



Bearbeitet von B. Beschoren

1:200 000

0 2 4 6 8 10 km

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

Diluviale Hochfläche

Talsand z.T. mit alluvialer Bedeckung

Jüngste Allerterrasse

Schlickablagerungen

Moor



POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 19

Fig. 1—2. *Eleutherophyllum mirabile* Stur. Grube Segen-Gottes b. Altwasser. Fruktifizierendes Stück. 1 in $^1/_1$, 2 in $^3/_1$, Sporangien z. B. bei ×.

Fig. 3. Desgl. Stück mit Blättchen (kein Stiel), bei denen die Gabelspitze sichtbar ist. $^1/_1$.

Fig. 4. *Lepidodendron* sp. aus dem Konglomerat des Fürstensteiner Grunds. $^1/_1$. Leg. u. Phot. F. Zimmermann.

Die Originale befinden sich in der Sammlung der Waldenburger Bergschule.



1



2



4



3

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 20

Taf. 20. Verschiedene Stücke von *Palmatopteris subgeniculata* Stur. sp. von der Segen-Gottes-Grube b. Altwasser. Siehe Text. Phot. u. gez. F. Zimmermann.

Die Originale befinden sich in der Sammlung der preuß. geol. Landesanstalt.



1



2



3



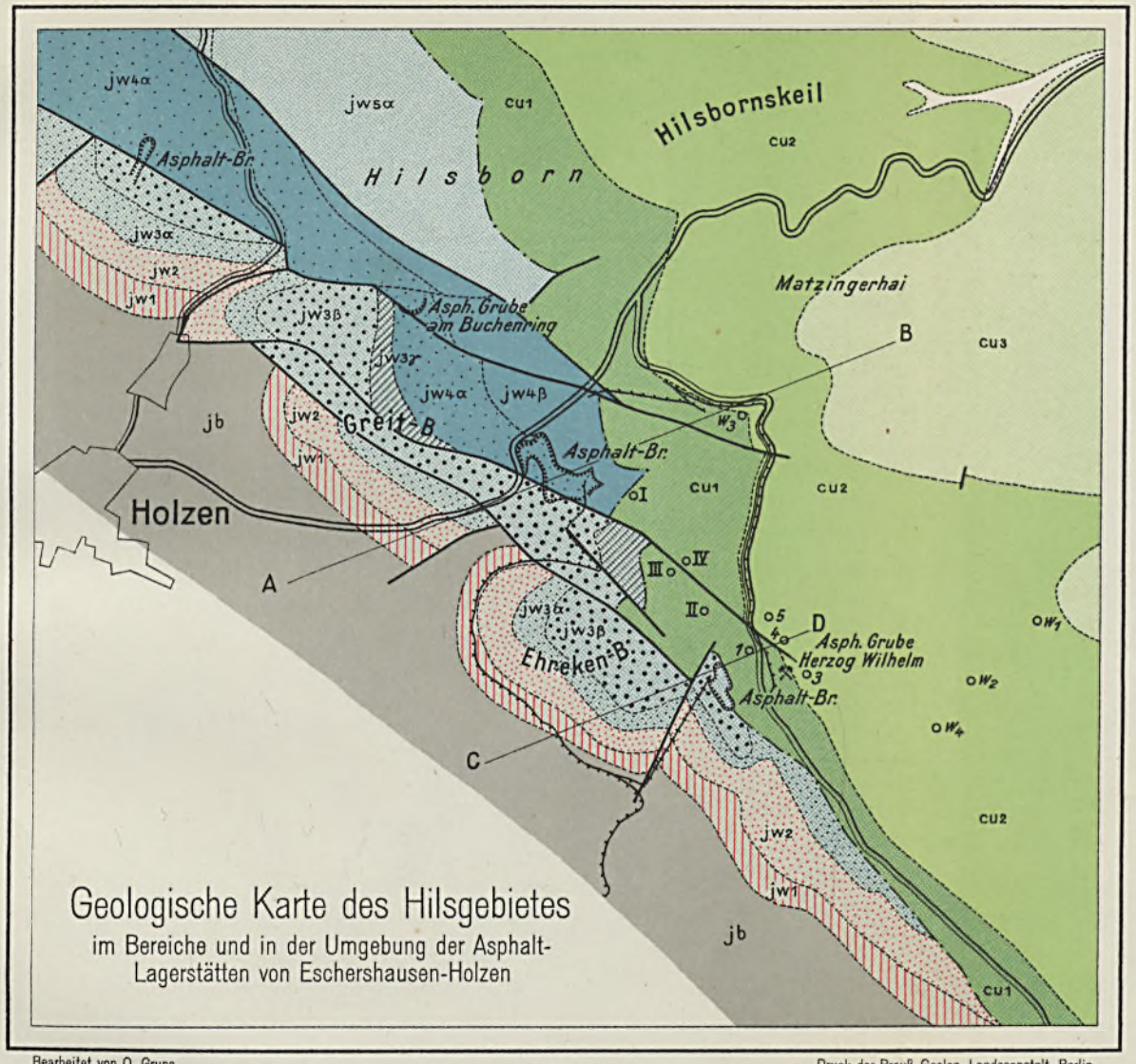
4



5

99/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
DANZIG
BIBLIOTHEK

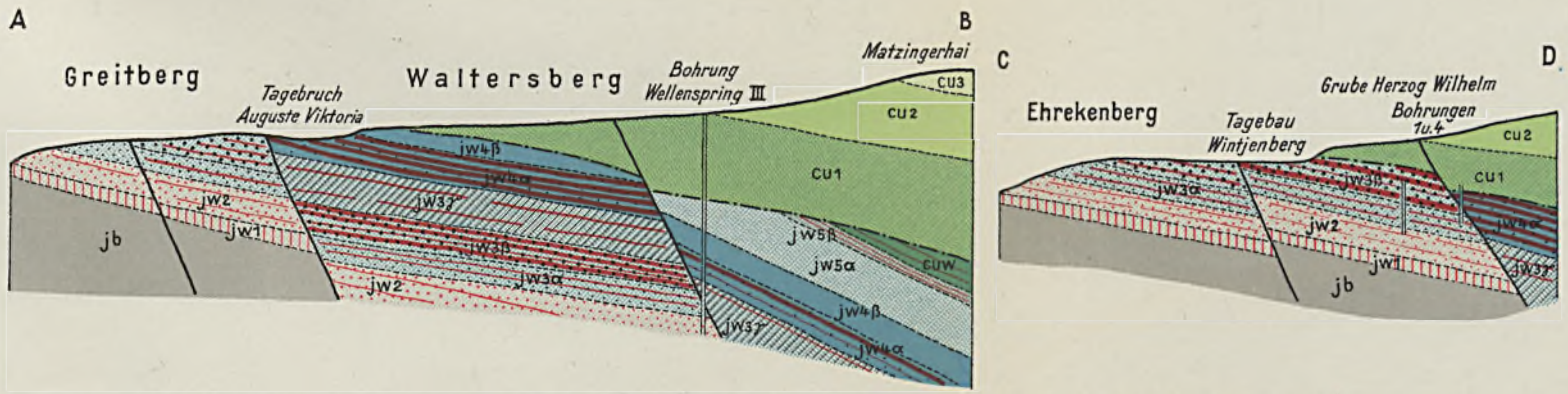


Bearbeitet von O. Grupe

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

1:25 000

500 0 1000 m



In den Profilen bezeichnen die dickeren und feineren roten Streifen und Linien den verschiedenen Grad der Asphaltführung, die sich im Mittleren Kimmeridge und Gigasschichten zu bauwürdigen Lagerstätten steigert

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

Tafel 22

Fig. 1: Gigasschichten der Bohrung „Wellenspring II". Stark bituminöse Oide und Oidbeutel und einfache bituminöse Kalkgerölle, von einem tiefschwarzen Außensaum vielfach umgeben, in hellerer, bitumenarmer Grundmasse. 10fache Vergrößerung . . . . . .

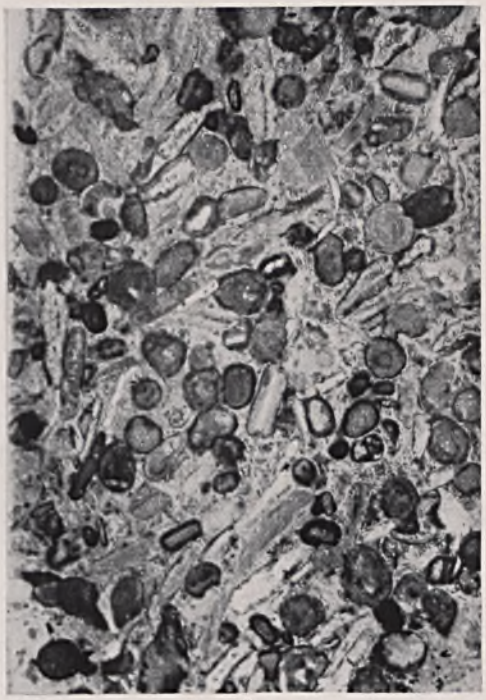
Fig. 2: Gigasschichten der Bohrung „Wellenspring III". Bituminöse Ooide und Kalkgerölle mit tiefschwarzem Außensaum in hellerer, bitumenarmer Grundmasse. 10fache Vergrößerung . . . . . .

Fig. 3: Gigasschichten der Bohrung „Wellenspring III". In heller Grundmasse eine Anzahl von z. T. länglichen bituminösen Ooiden mit konzentrischer Lagenstruktur des Calcits und Bitumens, sowie mit grobkristallinem, bitumenfreiem Calcit im Innern. Den Calcitkern umgibt vielfach zunächst ein besonders schwarzer Bitumenring, dessen Bitumenanreicherung z. T. sekundär ist und auf einer Zuwanderung des Bitumens aus dem umkristallisierten Calcitkern heraus beruht. 75fache Vergrößerung. . . . . .

Fig. 4: Gigasschichten der Bohrung „Wellenspring II". In heller Grundmasse stark bituminöse Ooide mit konzentrisch-schaliger und mehr oder weniger ausgeprägter radialer Struktur, welch letztere augenscheinlich dadurch verursacht ist, daß bei der Umkristallisation des Kalkes das Bitumen abwechselnd verdrängt und angereichert worden ist. 75fache Vergrößerung . . . . . .



1



2

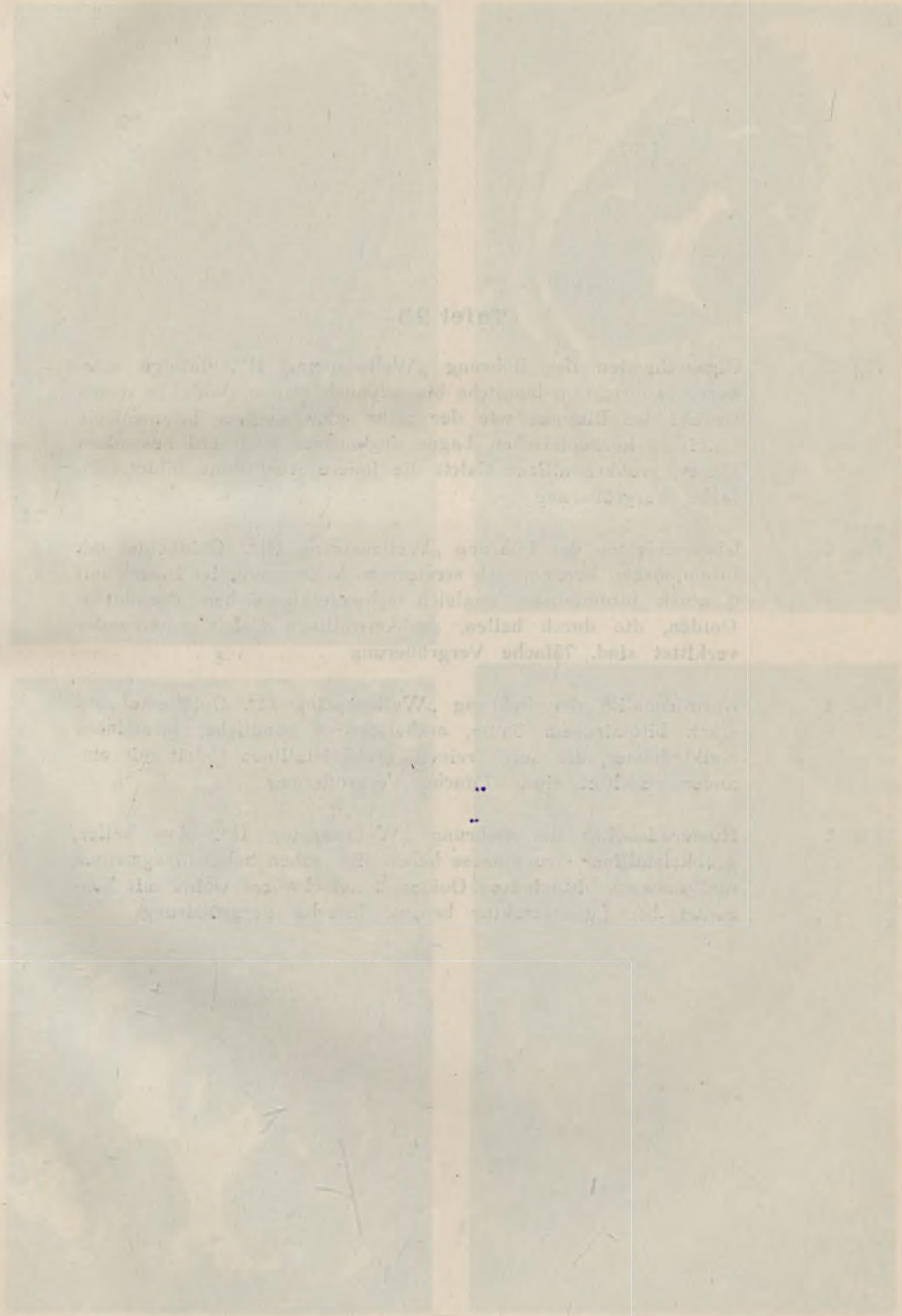


3



4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
LIBLIOTHEK



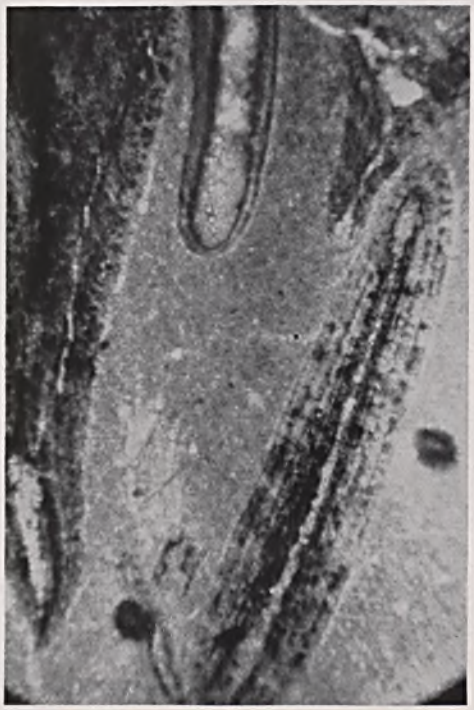
Tafel 23

Fig. 5: Gigasschichten der Bohrung „Wellenspring II". Infolge stärkerer Deformation längliche bis schlauchförmige Ooide, in denen sowohl das Bitumen wie der mehr oder weniger bitumenfreie Calcit in konzentrischen Lagen angeordnet sind und besonders klarer, grobkristalliner Calcit die innere Ausfüllung bildet. 75-fache Vergrößerung . . . . . .

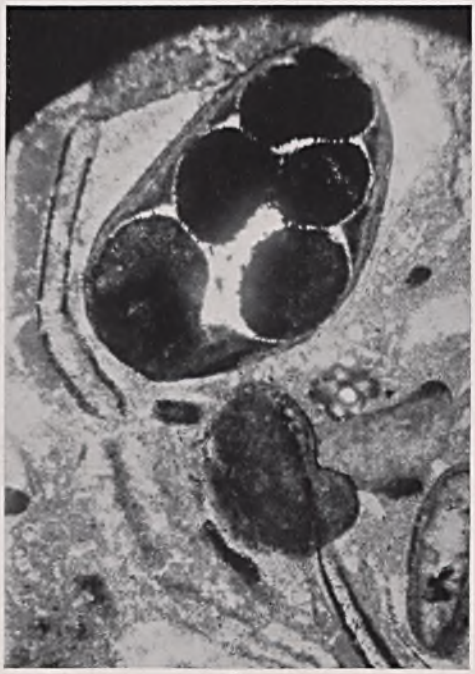
Fig. 6: Gigasschichten der Bohrung „Wellenspring III". Ooidbeutel mit bituminösem, konzentrisch struiertem Außensaum, im Innern mit 6 stark bituminösen, zugleich schwefelkiesreichen Pseudo(?)-Ooiden, die durch hellen, grobkristallinen Calcit miteinander verkittet sind. 75fache Vergrößerung . . . . . .

Fig. 7: Korallenoolith der Bohrung „Wellenspring II". Ooidbeutel mit stark bituminösem Saum, enthaltend 4 rundliche, bituminöse Kalktrümmer, die durch reinen, grobkristallinen Calcit mit einander verkittet sind. 75fache Vergrößerung . . . . . .

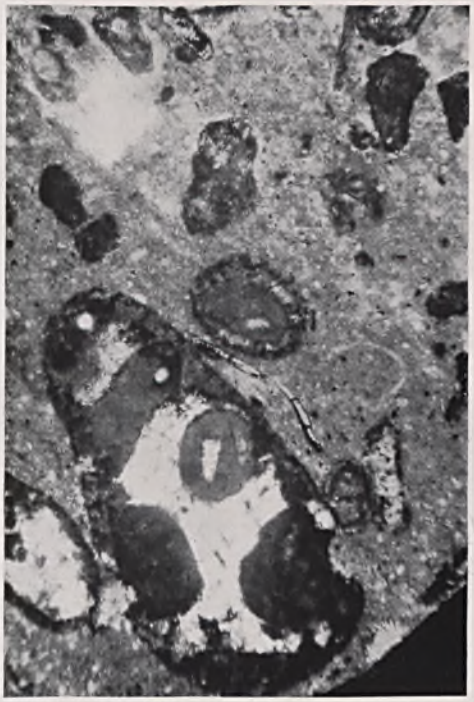
Fig. 8: Humeralisoolith der Bohrung „Wellenspring II". Aus heller, grobkristalliner Grundmasse heben sich neben Schalenfragmenten und schwach bituminösen Ooiden 2 tiefschwarze Ooide mit konzentrischer Lagenstruktur heraus. 75fache Vergrößerung . . .



5

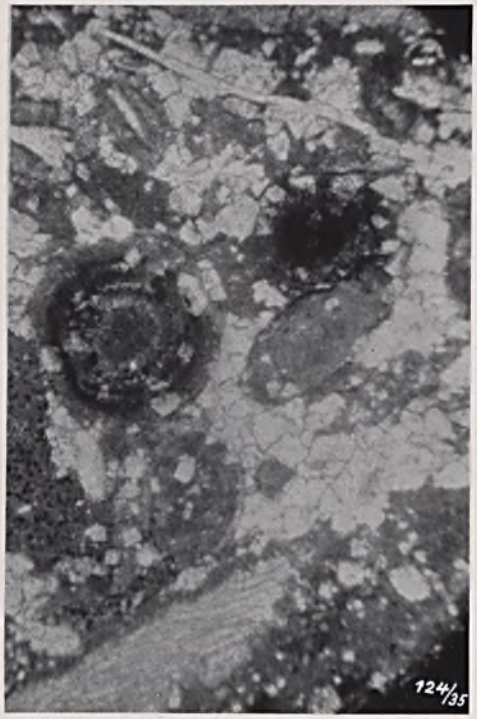


6



7

8

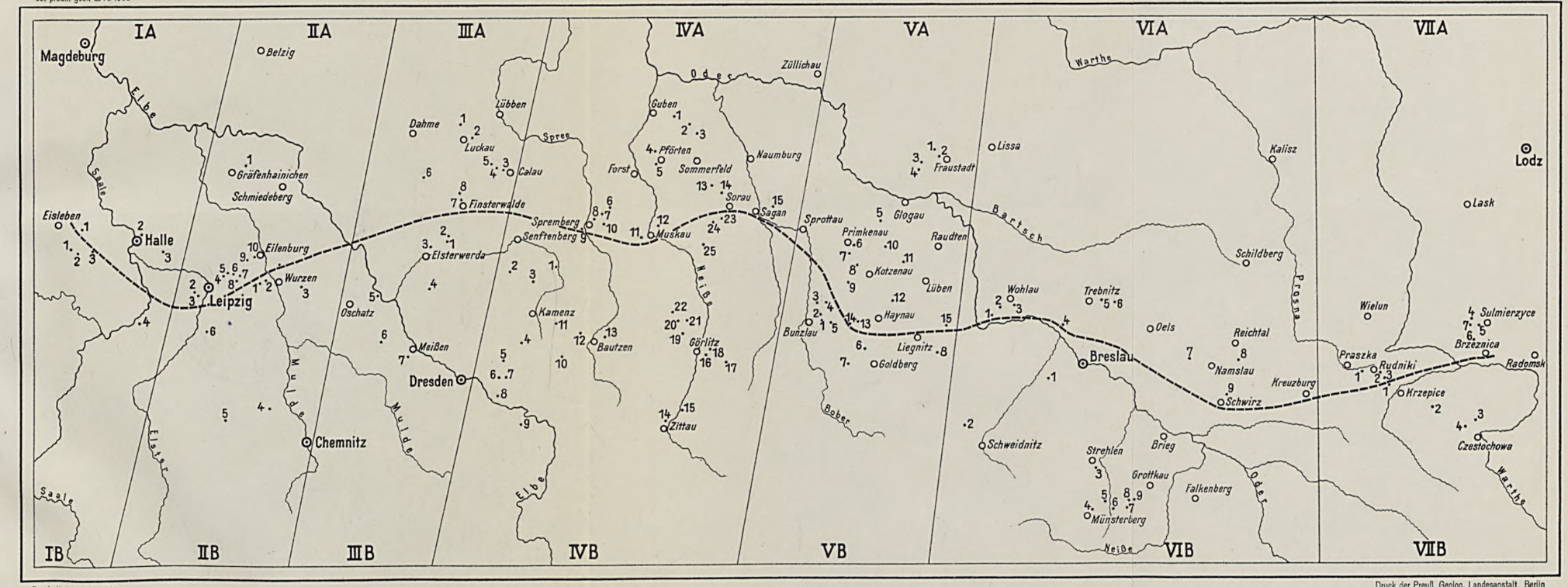


NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
DIELICTUCK

Karte einer Geschiebegrenze in Ostdeutschland – Polen

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Tafel 24



Bearbeitet von V. Milthers

IA – VIIB bezeichnen die Abschnitte der Einteilung des Gebietes

1:1600 000

0 20 40 60 80 100 km

Die Zahlen (4; 12) sind die Nummern der Lokalitäten

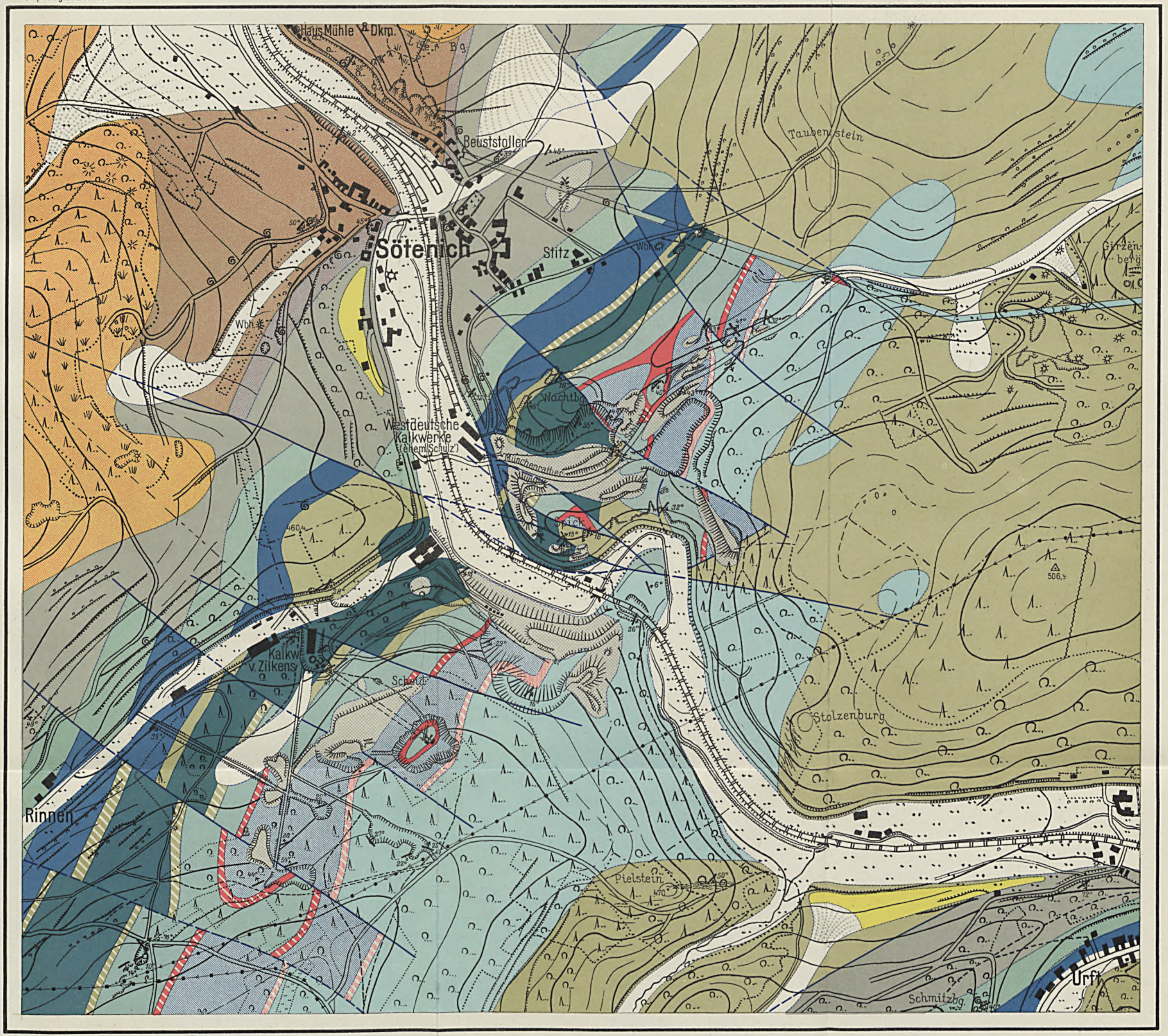
Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII

Geologische Karte von Sötenich

Jb. preuß. geol. L.-A. 1935

Tafel 25



Bearbeitet von E. Schmidt

1 : 7500

0 50 100 200 300 400 500 m

Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

Unterdevon

- Oberste Koblenzschichten

Unteres Mitteldevon

- Kalk α
- Sötenicher Schiefer
- Kalk β
- Hauptbuntsandstein

Oberes Mitteldevon

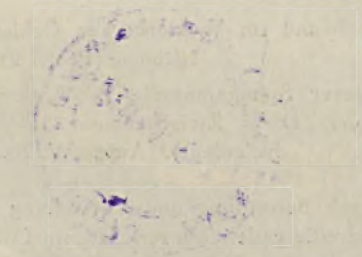
- Reticularismergel
- Dolomithorizont 1 (beobachtet / vermutet)
- Kalk 1
- Dolomithorizont 2 (beobachtet / vermutet)
- Kalk 2
- Bornhardtina-Schicht (beobachtet / vermutet)
- Kalk 3
- Sötenicher Schwarzmergel (beobachtet / vermutet)
- Kalk 4
- Eifeldolomit

- Mittelterrasse
- Schuttkegel
- Alluvium
- Steinbruchshalden
- Zeichen der Schichtenstellung (20°)
- Luftschacht, Fossilfundpunkt im Unterdevon und Unteren Mitteldevon
- Spur des Beuststollens, zwischen den Spurlinien das geologische Kartenbild der Stollensohle

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł. 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK



Tafel 26

Fig. 1. Torfwand im Großen Moor bei Gifhorn (Profil 1), die auch den „halbreifen" oder „helleren" älteren Sphagnumtorf führt. Die verschieden zersetzten älteren Moostorfarten sind aber an diesem alten Torfstich nicht voneinander zu unterscheiden.

A = jüngerer Sphagnumtorf. B = Grenzhorizont. C = älterer Sphagnumtorf. D = Zwischenmoor (nur wenig freigelegt). Aufn. W. Selle 1931

Fig. 2. Torfwand im Westerbecker Gebiet des Großen Moores bei Gifhorn (Profil 2).

A = jüngerer Sphagnumtorf. B = Grenzhorizont. C = älterer Sphagnumtorf. D = Zwischenmoor. E = Flachmoor (nur etwas freigelegt). Aufn. W. Selle 1931

Fig. 3. Durch Beweidung und Verwehung freigelegte Kiefernstubben des vom egredierenden älteren Moostorf überschrittenen Waldes im Westerbecker Gebiet des Großen Moores bei Gifhorn.

Aufn. W. Selle 1931



Fig. 1

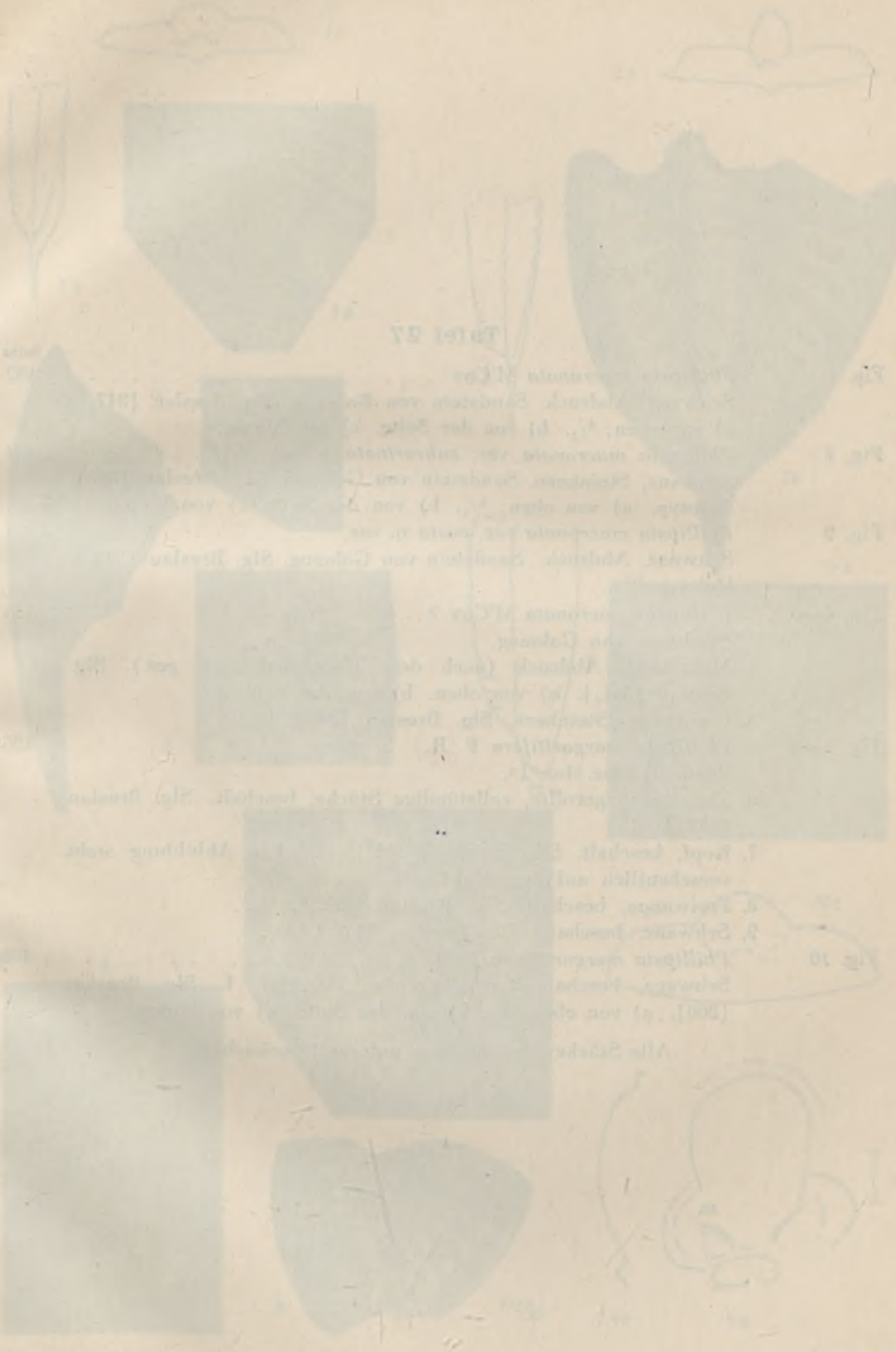


Fig. 2



Fig. 3

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tafel 27

Seite

Fig. 1 *Phillipsia mucronata* M'Coy 432
Schwanz, Abdruck. Sandstein von Golonog. Slg. Breslau [347_1]. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite. c) von hinten.

Fig. 2 *Phillipsia mucronata* var. *subcarinata* n. var. 434
Schwanz, Steinkern. Sandstein von Golonog. Slg. Breslau [345], Holotyp. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite. c) von hinten.

Fig. 3 *Phillipsia mucronata* var. *vasta* n. var. 434
Schwanz, Abdruck. Sandstein von Golonog. Slg. Breslau [343_1], Holotyp. $^{1\cdot1}/_1$.

Fig. 4—5 *Phillipsia mucronata* M'Coy ? 435
Sandstein von Golonog.

4. Mittelkopf, Abdruck (nach dem Plastilinabdruck gez.). Slg. Breslau [341_4]. a) von oben. b) von der Seite.
5. Freiwange, Steinkern. Slg. Breslau [346]. $^4/_1$.

Fig. 6—9 *Phillipsia margaritifera* F. R. 435
Rosdzin, Mar. Hor. I^a.

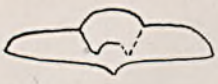
6. Mehrere eingerollte, vollständige Stücke, beschalt. Slg. Breslau [242]. $^1/_1$.
7. Kopf, beschalt. Slg. Breslau [242_1]. $^4/_1$. Die Abbildung steht versehentlich auf dem Kopf.
8. Freiwange, beschalt. Slg. Breslau [242_3]. $^4/_1$.
9. Schwanz, beschalt. Slg. Breslau [242_2]. $^4/_1$.

Fig. 10 *Phillipsia margaritifera* F. R. ? 435
Schwanz, beschalt. Carnallsfreude, Mar. Hor. I. Slg. Breslau [360]. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite. c) von hinten.

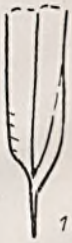
Alle Stücke sind aus dem unteren Oberkarbon

Jb. preuß. geol. L.-A. **56**, 1935

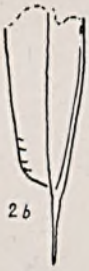
Tafel 27


1c


2c


1b


1a

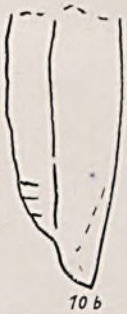

2b


2a


5


3


6


10b


10a


7


10c

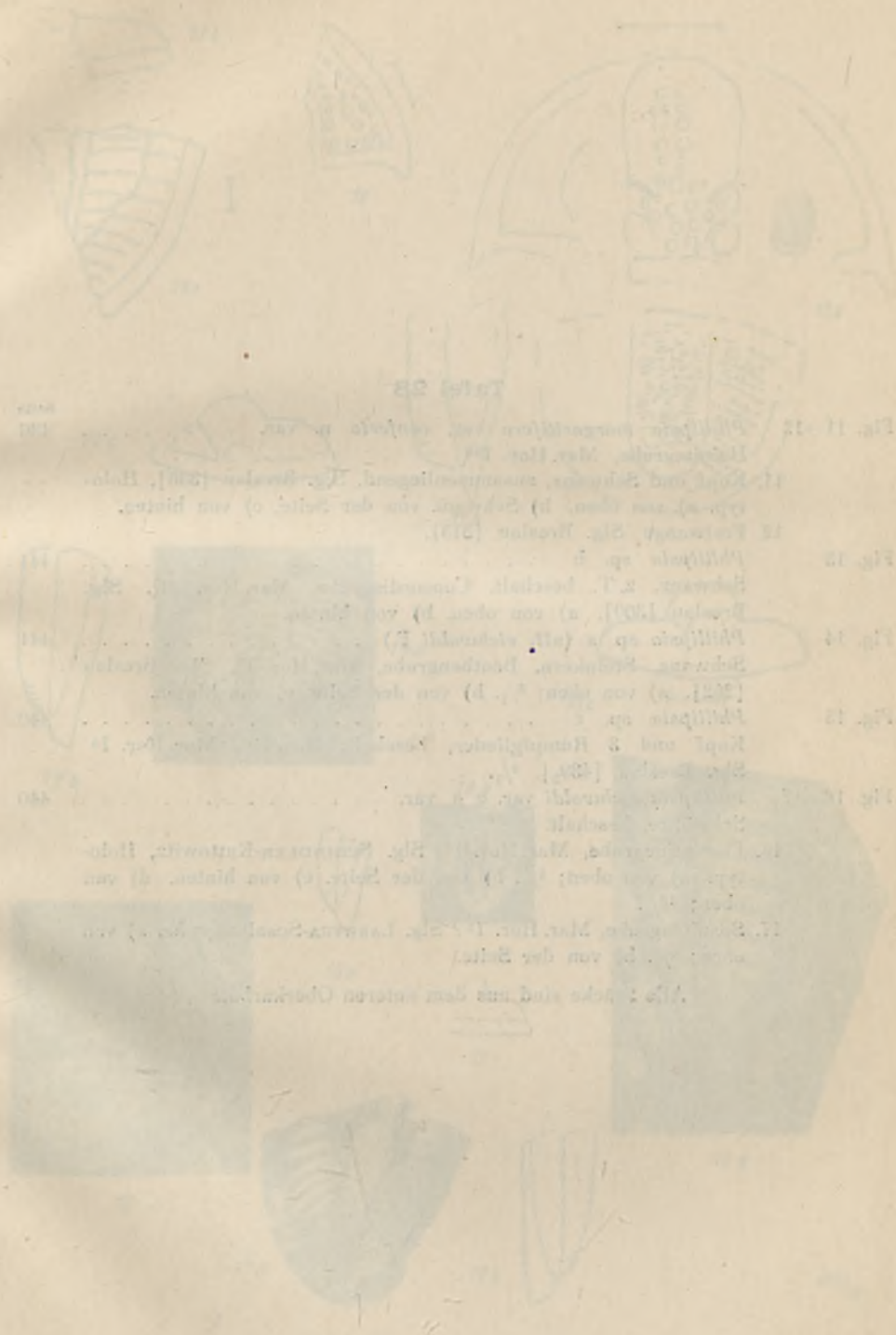

8


9

159/35


4b 4a

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tafel 28

Seite

Fig. 11—12 *Phillipsia margaritifera* var. *conferta* n. var. 436
Heinitzgrube, Mar. Hor. I^{ab}

11. Kopf und Schwanz, zusammenliegend. Slg. Breslau [338], Holotyp. a) von oben. b) Schwanz von der Seite, c) von hinten.

12. Freiwange. Slg. Breslau [315].

Fig. 13 *Phillipsia* sp. b 441
Schwanz, z. T. beschalt. Concordiagrube, Mar. Hor. III. Slg. Breslau [300]. a) von oben. b) von hinten.

Fig. 14 *Phillipsia* sp. a (aff. *eichwaldi* F.) 441
Schwanz, Steinkern. Beuthengrube, Mar. Hor. II. Slg. Breslau [262]. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite. c) von hinten.

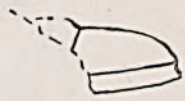
Fig. 15 *Phillipsia* sp. c 440
Kopf und 3 Rumpfglieder, beschalt. Rosdzin, Mar. Hor. I^a Slg. Breslau [439_2]. $^4/_1$.

Fig. 16—17 *Phillipsia eichwaldi* var. α n. var. 440
Schwänze, beschalt.

16. Florentinegrube, Mar. Hor. I^b Slg. Schindler-Kattowitz, Holotyp. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite. c) von hinten. d) von oben; $^{12}/_1$.

17. Sosnitzagrube, Mar. Hor. I^b? Slg. Labryga-Sosnitzagrube. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite.

Alle Stücke sind aus dem unteren Oberkarbon



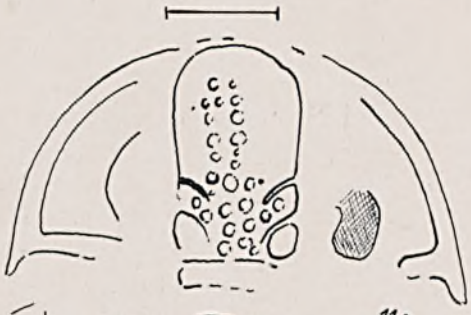
13 b



13 a



12



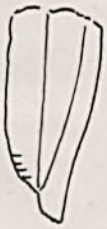
11 a



11 b



14 c



14 b



14 a



11 c



16 a



16 b



16 c



16 d



15



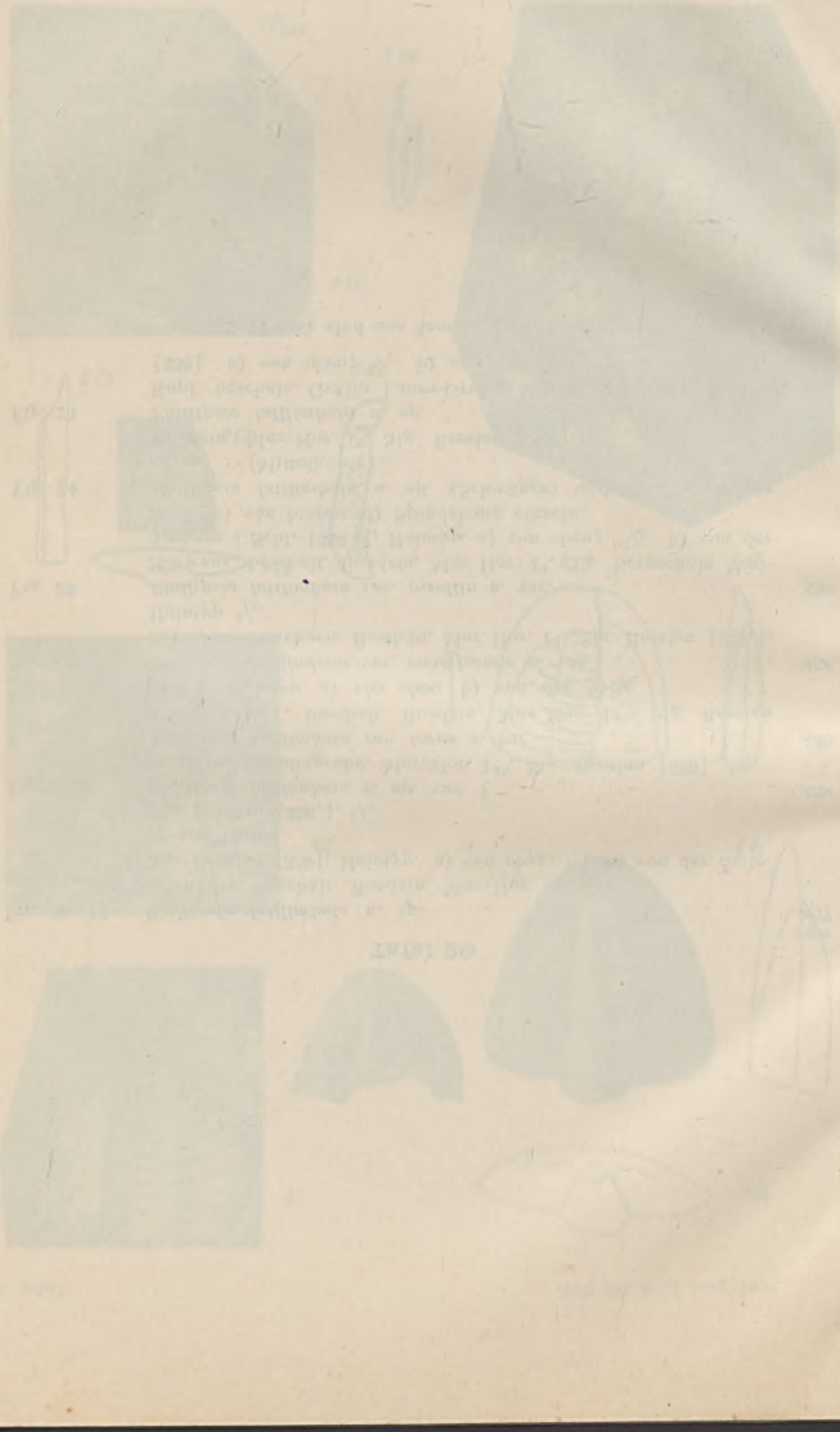
17 a



17 b

160/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANTZIG
LIBLIOTHEK



Tafel 29

Seite

Fig. 18—19 *Phillipsia latilimbata* n. sp. 437
Schwänze, beschalt. Rosdzin, Mar. Hor. I^a
18. Slg. Breslau [359], Holotyp. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite. c) von hinten.
19. Slg. Breslau [358_7]. $^4/_1$.

Fig. 20 *Phillipsia latilimbata* n. sp. var. ? 438
Schwanz. Heinitzgrube, Mar. Hor. I^{ab}. Slg. Breslau [330]. $^4/_1$.

Fig. 21 *Phillipsia latilimbata* var. *torus* n. var. 439
Schwanz, z. T. beschalt. Rosdzin, Mar. Hor. I^a Slg. Breslau [439_1], Holotyp. a) von oben. b) von der Seite.

Fig. 22 *Phillipsia latilimbata* var. *cunëiformis* n. var. 438
Schwanz, Steinkern. Rosdzin, Mar. Hor. I^a. Slg. Breslau [227_8], Holotyp $^4/_1$.

Fig. 23 *Phillipsia latilimbata* var. *insolita* n. var. 438
Schwanz, beschalt. Rosdzin, Mar. Hor. I^a. Slg. Bergschule Waldenburg i. Schl. [384 1], Holotyp. a) von oben; $^{1\cdot1}/_1$. b) von der Seite. c) von hinten. d) Spindelring einzeln.

Fig. 24 *Phillipsia latilimbata* n. sp. (Schwänze) und *Ph. latilimbata* n. sp. ? (Mittelköpfe) 437
Rosdzin, Mar. Hor. I^a. Slg. Breslau [358]. $^1/_1$.

Fig. 25 *Phillipsia latilimbata* n. sp. ? 439
Kopf, beschalt. Gräfin Laura-Grube, Mar. Hor. I^a. Slg. Breslau [238]. a) von oben; $^4/_1$. b) von der Seite.

Alle Stücke sind aus dem unteren Oberkarbon



18 c



18 b



18 a



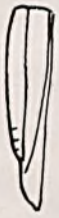
20



19



22



21 b

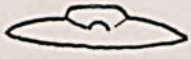


21 a





23 d



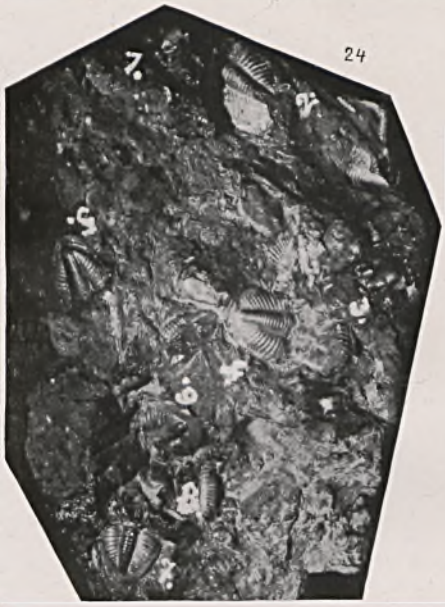
23 c



23 a



23 b



24



25 b



25 a

161/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 30

Fig. 1—4 Oberer Frauenbachquarzit (= Unterer Schönecker Quarzit) vom Papstfelsen nördlich Böhlscheiben. Bl. Bad Blankenburg. G.A. 70, Nr. 24, Schliff 110/35 . . . . . .

Fig. 1 Geröllquarz in erzreicher Grundmasse, rechts oben Magnetitporphyroblasten . . . . . .

Fig. 2 links: feinkörnige hämatitreiche, rechts: gröbere magnetitische Grundmasse . . . . . .

Fig. 3 Quarzgeröll mit erzreichen Grenzen und nachgewachsenem Rand

Fig. 4 Magnetitporphyroblasten im Parallelgefüge der Grundmasse . .

Fig. 5—8 Grenzquarzit (= Oberer Schönecker Quarzit), nordöstlich Böhlscheiben, Bl. Bad Blankenburg, G.A. 70, Nr. 24, Schliff 111/35 und 112/35 . . . . . .

Fig. 5 Quarzgerölle mit erzreichem Rand werden von parallelfaserigen Serizit und Quarz umgeben . . . . . .

Fig. 6 Quarzgerölle mit Mörtelzonen und beginnender Ausfaserung . .

Fig. 7 Mitte rechts: Quarzgeröll mit erhaltener erzreicher Kornumgrenzung. Anschließend Parallelgefüge von Quarz, Serizit, Chlorit und Magnetit . . . . . .

Fig. 8 Grenze gegen die Dachschiefer; unten noch Quarzit, oben ein kleiner kugeliger Nachläufer der geschlossenen Sandlagen . . .

Fig. 9—11 Grenzquarzit (= Oberer Schönecker Quarzit), dicht vor dem endgültigen südlichen Auskeilen; Dachschieferbruch an der Straße nach Oberweißbach, hart oberhalb von Unterweißbach, Bl. Königssee, G.A. 70, Nr. 23, Schliff 60/33 . . . . . .

Fig. 9 Erzreicher Knoten . . . . . .

Fig. 10 Quarzkörner umgeben von radialfaserigen Serizitagregaten. Zahlreiche Erznester . . . . . .

Fig. 11 Quarzkörner in tonschieferiger Grundmasse mit kleinen Magnetitporphyroblasten . . . . . .

Fig. 12—14 „Violette Grauwacken" (Schönecker Quarzit) vom Ostthüringer Hauptsattel. Fig. 12: Schliff 78 von Untergeißendorf. Fig. 13—14: Schliff 80 von Großcundorf; (leg. E. Zimmermann). Bl. Waltersdorf—Langenbernsdorf, G.A. 71, Nr. 18 . . . . . .

Fig. 12 Quarzkörner in einer Erzgrundmasse, die wegen des dicken Schliffes besonders dicht erscheint . . . . . .

Fig. 13 Quarzgeröll mit Mörtelzonen (Spur des Parallelgefüges von links oben nach rechts unten) . . . . . .

Fig. 14 Quarzgeröll mit Mörtelzonen als Scherflächenpaar. Spur des Parallelgefüges von links oben nach rechts unten . . . . . .

Fig. 15—17 „Grauwackenquarzit“ (= Schönecker Quarzit) vom Erzgebirge. Fig. 15: Hang westlich unter dem Hohen Stein, Bl. Zwota 152. Schliff 152/149 (leg. H. Ebert). Fig. 16—17: Wendelstein. Bl. Falkenstein 144; Schliff 228/33 . . . . . .

Fig. 15 Ausgefaserte „eckige“ Quarzgerölle im Parallelgefüge der Grundmasse . . . . . .

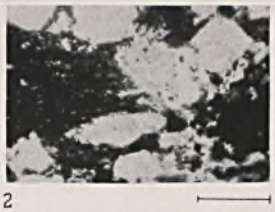
Fig. 16 Rundes Quarzgeröll mit erzreichem Rand und radialfaseriger Außenzone von Quarz und Chlorit . . . . . .

Fig. 17 Ausgefaserte und nicht ausgefaserte Quarzgerölle . . . . . .

Die Schliffe zu Fig. 1—14 und Fig. 16—17 sind im Besitze der Geologischen Landesanstalt, Fig. 15 im Besitze des Sächsischen Geologischen Landesamtes.

Fig. 1—14 und Fig. 16—17 im unpolarisierten, Fig. 16—17 im polarisierten Licht.


1


2

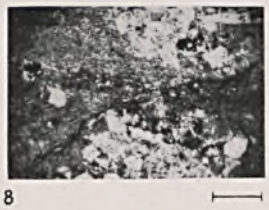

3


4

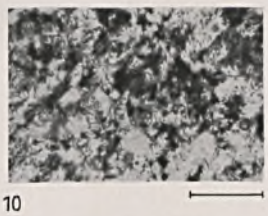

5

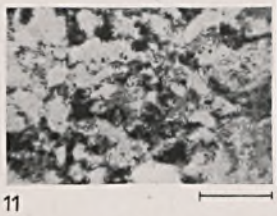

6


7

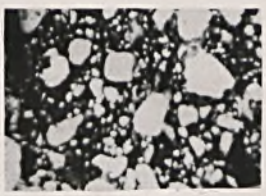

8


9


10


11

83/35


12


13

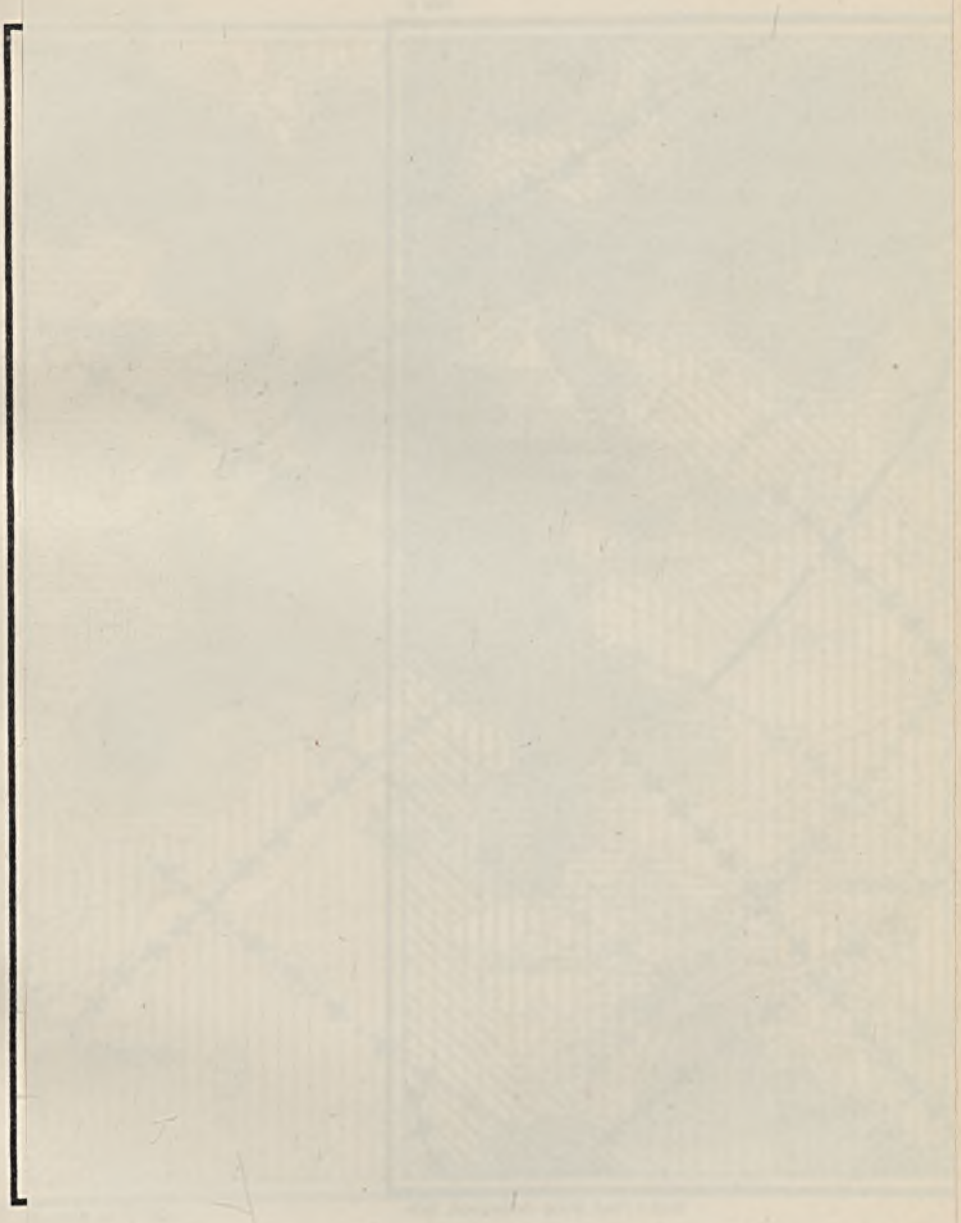

14


15

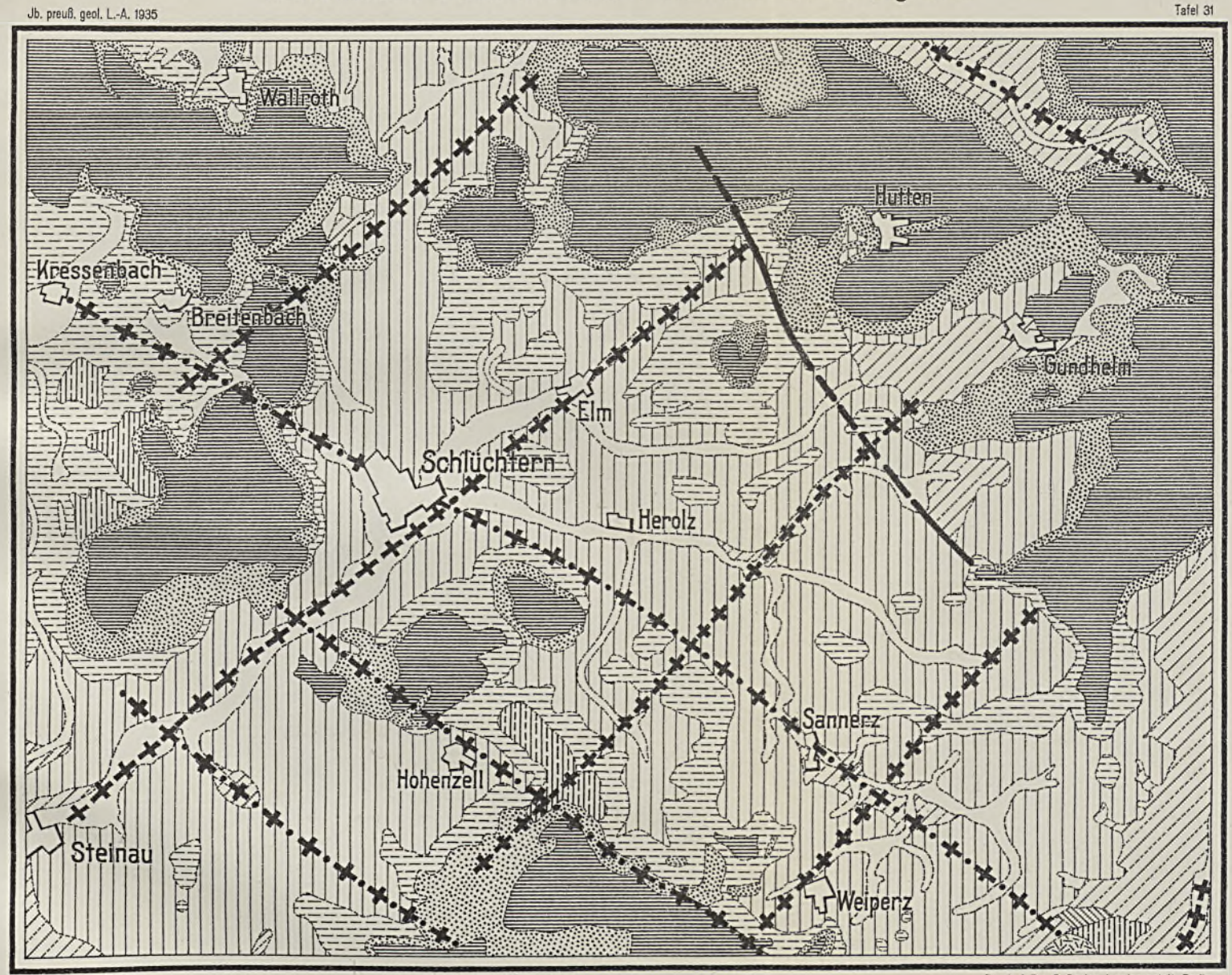

16


17

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tektonische Übersichtskarte des oberen Kinzigtales



Bearbeitet von R. Börner

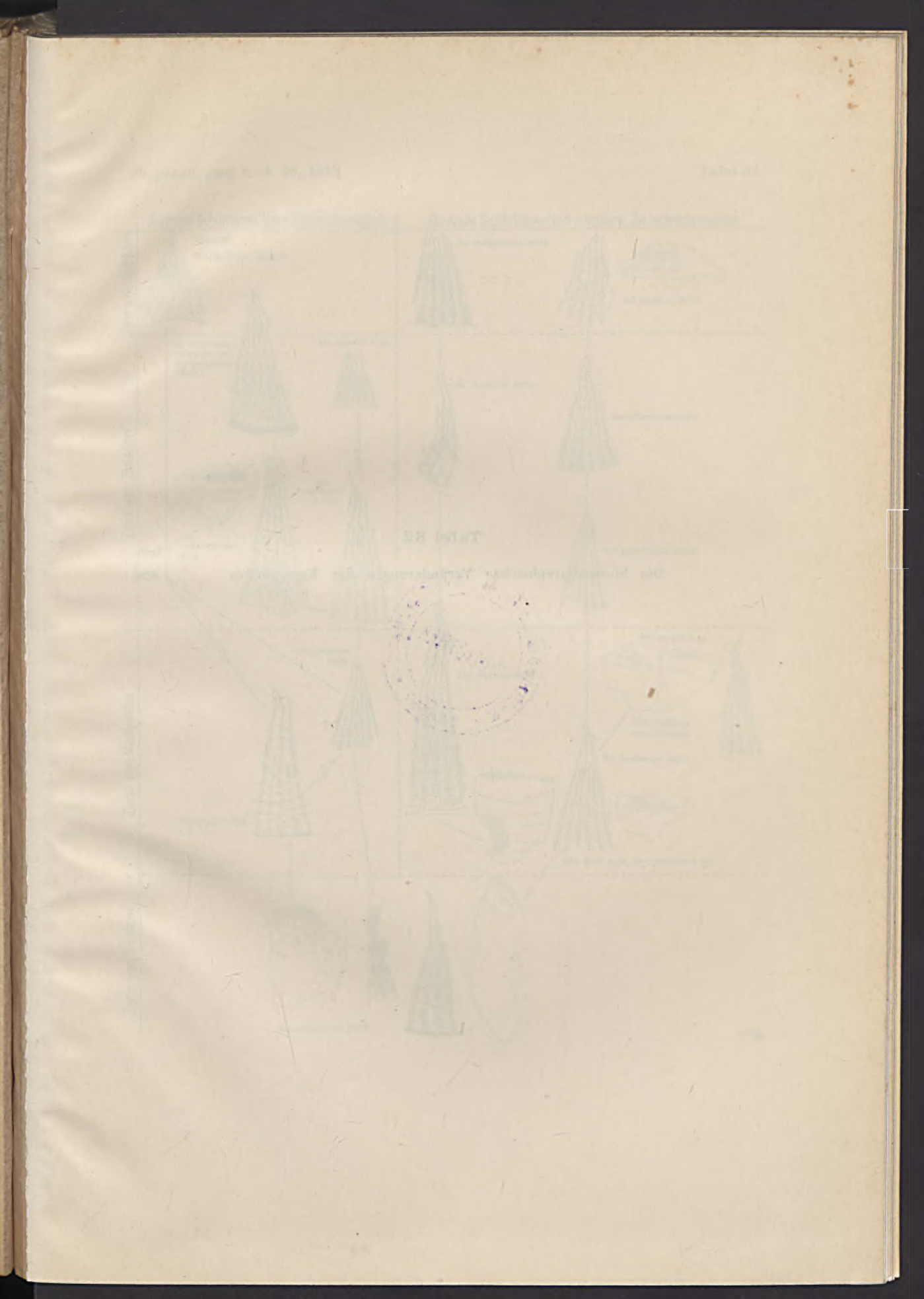
Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

0 1 2 3 4km

Unt. Buntsandstein
Mittl. Buntsandstein
Ob. Buntsandstein
Unt. Muschelkalk bis zur Oolithbank
>Unt. Muschelkalk (mm,mo)
Unt. Keuper
Tertiär
Basalt
Diluvium u. Alluvium
Sättel beobachtet/vermutet
Verwerfungen beobachtet/vermutet

37

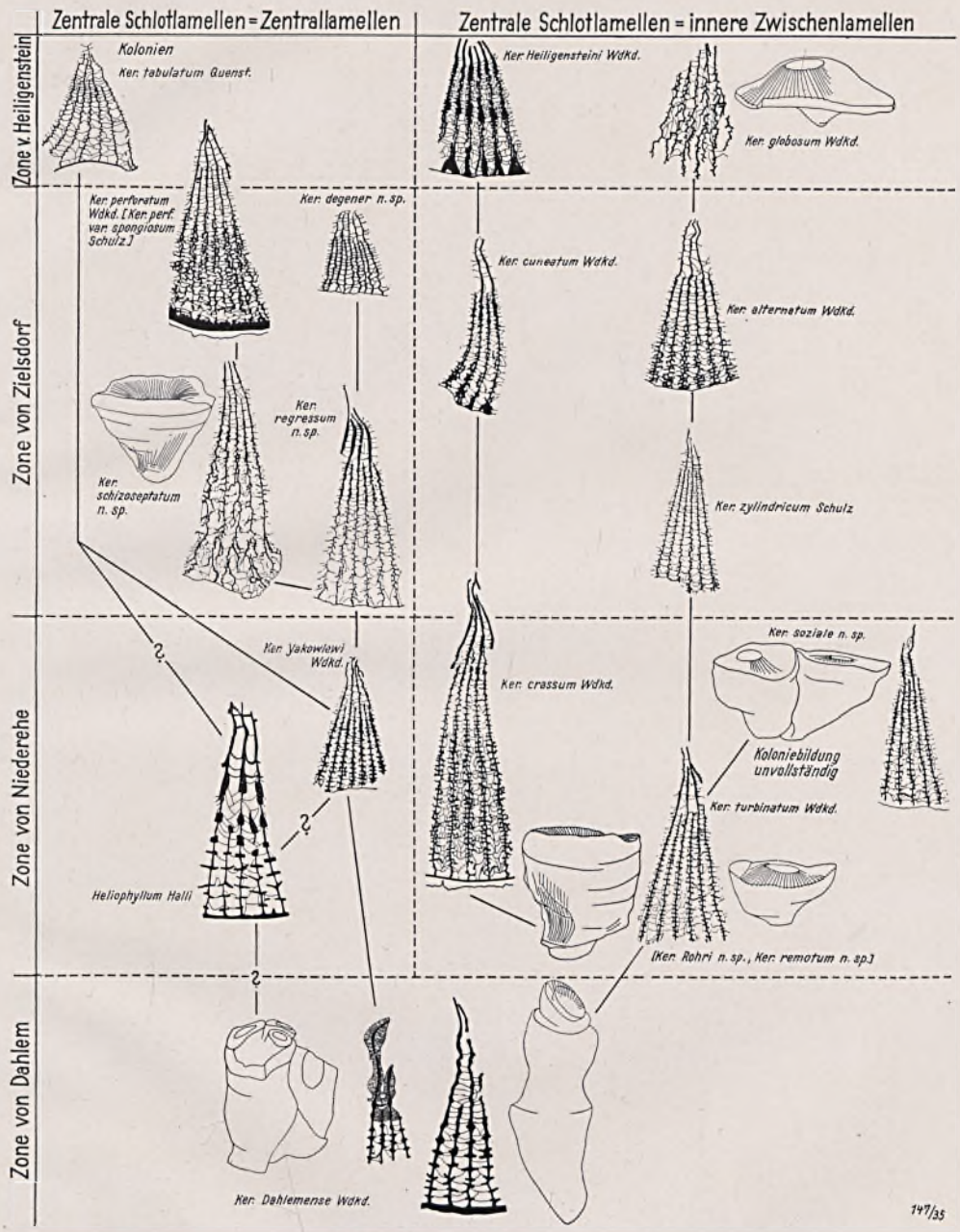
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tafel 32

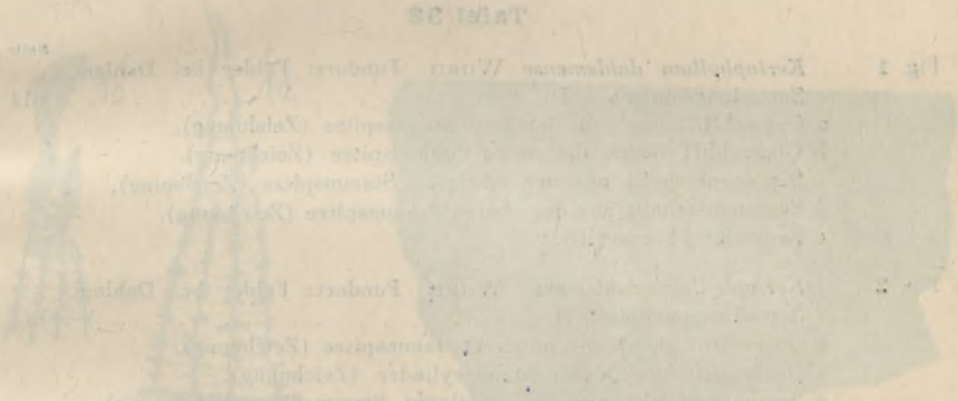
Seite

Die biostratigraphischen Veränderungen der Keriophyllen . . . 624


Zentrale Schlotlamellen = Zentrallamellen
Zentrale Schlotlamellen = innere Zwischenlamellen
Zone v. Heiligenstein
Zone von Zielsdorf
Zone von Niederehe
Zone von Dahlem
Kolonien
Ker. tabulatum Guenst.
Ker. perforatum Wdkd. [Ker. perf. var. spongiosum Schulz.]
Ker. degener n. sp.
Ker. schizoceptatum n. sp.
Ker. regressum n. sp.
Ker. Yakowlewi Wdkd.
Heliophyllum Halli
Ker. Dahlemense Wdkd.
Ker. Heiligensteini Wdkd.
Ker. globosum Wdkd.
Ker. cuneatum Wdkd.
Ker. alternatum Wdkd.
Ker. zylindricum Schulz
Ker. crassum Wdkd.
Ker. soziale n. sp.
Koloniebildung unvollständig
Ker. turbinatum Wdkd.
[Ker. Rohri n. sp., Ker. remotum n. sp.]
147/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG







Tafel 33

Seite

Fig. 1 *Keriophyllum dahlemense* WDKD. Fundort: Felder bei Dahlem. Sammlungsnummer: D_3 614

a Querschliff durch die mittlere Stammspitze (Zeichnung).
b Querschliff durch die obere Stammspitze (Zeichnung).
c Septenausschnitt aus der mittleren Stammspitze (Zeichnung).
d Septenausschnitt aus der oberen Stammspitze (Zeichnung).
e Zentraler Längsschliff.

Fig. 2 *Keriophyllum dahlemense* WDKD. Fundort: Felder bei Dahlem. Sammlungsnummer: D_1 614

a Querschliff durch die mittlere Stammspitze (Zeichnung).
b Querschliff durch den Stammzylinder (Zeichnung).
c Septenausschnitt aus der mittleren Stammspitze (Zeichnung).
d Septenausschnitt aus der oberen Stammspitze (Zeichnung).

Jb. preuß. geol. L.-A. 56, 1935



1a



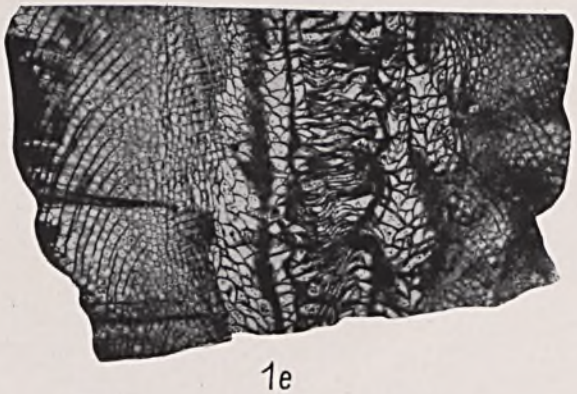
1b



1c



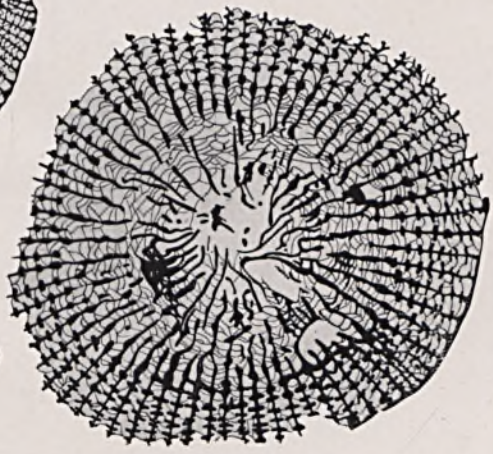
1d



1e



2a



2b



2c



2d

217/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK









Tafel 34

Seite

Fig. 1 *Keriophyllum dahlemense* Wdkd. Fundort: Felder bei Dahlem. Sammlungsnummer: D_2. 614

a Querschliff durch die obere Stammspitze.
b Septenausschnitt aus der mittleren Stammspitze (Zeichnung).
c Septenausschnitt aus dem Stammzylinder (Zeichnung).

Fig. 2 *Heliophyllum halli.* Fundort: Hamiltonschichten. Sammlungsnummer: Hamilton 58 623

a Querschliff durch das Polypar.
b Septenausschnitt.

Jb. preuß. geol. L.-A. 56, 1935



1a



1b



1c



2a

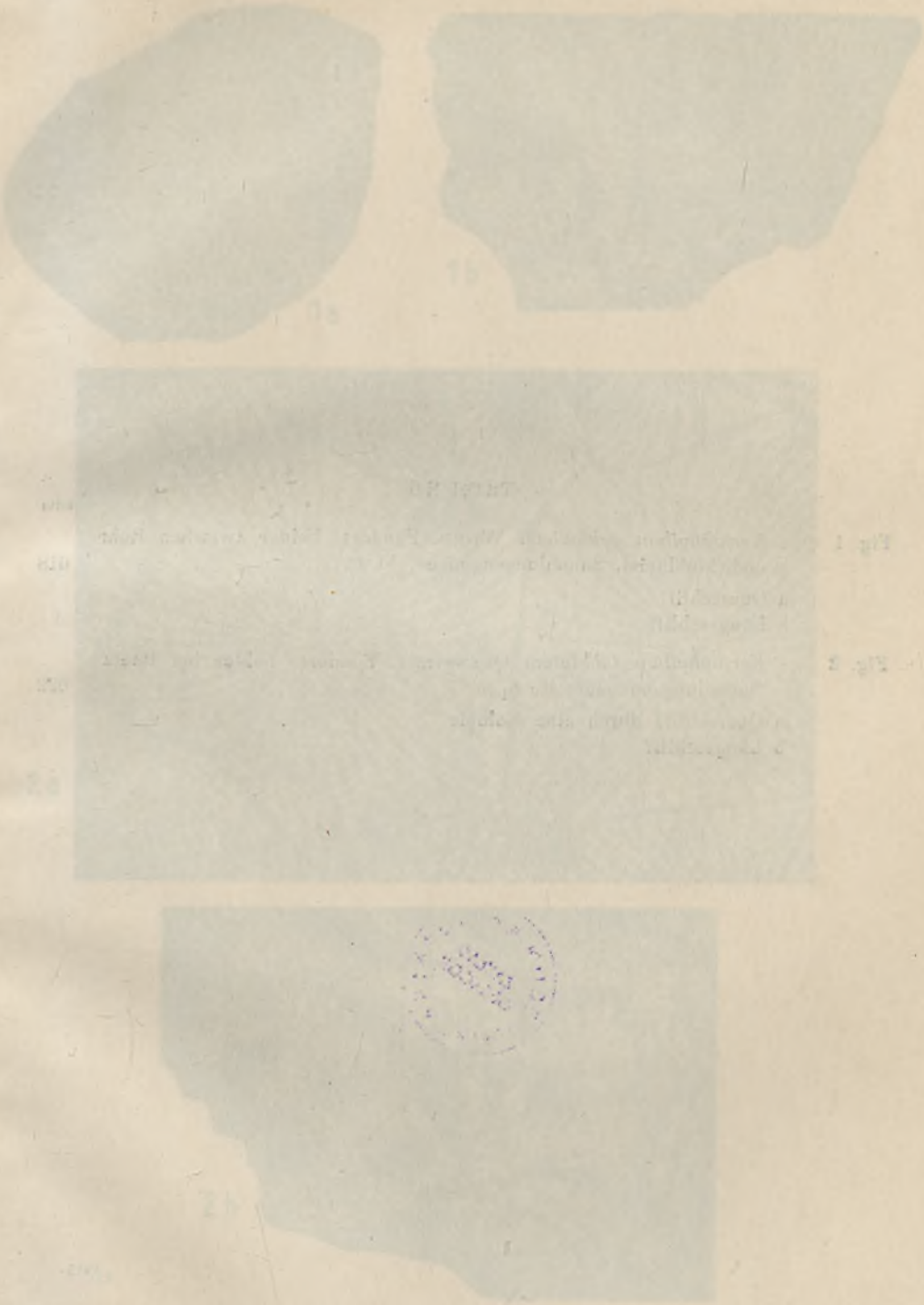
2b



218/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII



Tafel 35

Seite

Fig. 1 *Keriophyllum yakowlewi* Wdkd. Fundort: Felder zwischen Rohr und Mühlheim. Sammlungsnummer: M 1_1 618

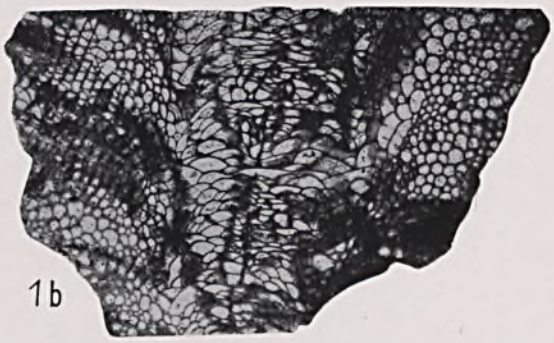
a Querschliff.
b Längsschliff.

Fig. 2 *Keriophyllum tabulatum* Quenstedt. Fundort: Felder bei Reetz. Sammlungsnummer: Re 6_1 622

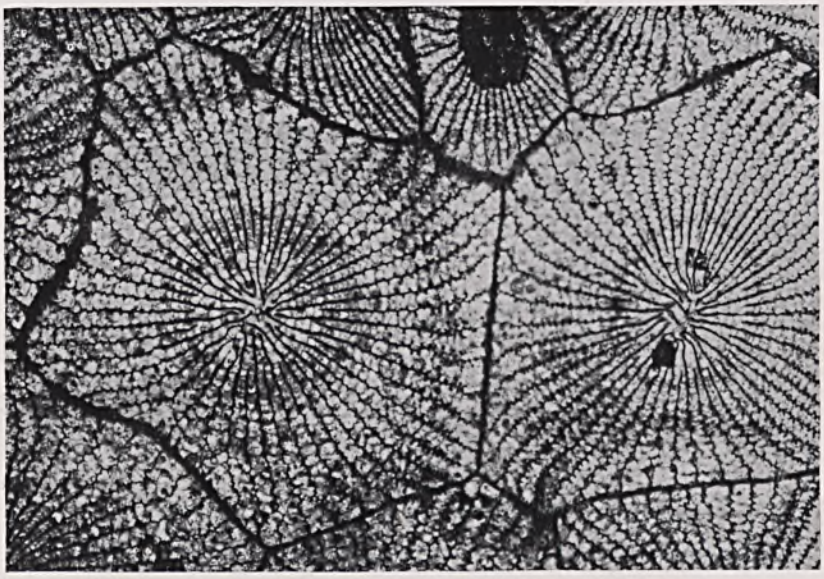
a Querschliff durch eine Kolonie.
b Längsschliff.



1a



1b



2a



2b

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tafel 36

Seite

Fig. 1 *Keriophyllum yakowlewi* Wdhd. Fundort: Bahnhof Niederehe. Sammlungsnummer: Ni_{28} 618

a Querschliff.
b Septenausschnitt.

Fig. 2 *Keriophyllum degener* n. sp. Fundort: Felder bei Reetz. Sammlungsnummer: Re 1_7 620

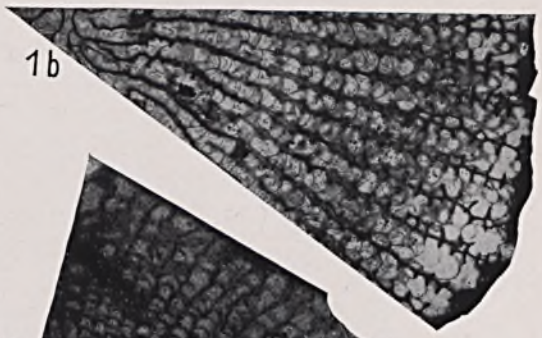
a Querschliff.
b Septenausschnitt.
c Längsschliff.

Fig. 3 *Keriophyllum regressum* n. sp. Fundort: Weganschnitt bei Reetz. Sammlungsnummer: Re 5_7 621

a Querschliff.
b Septenausschnitt.



1a

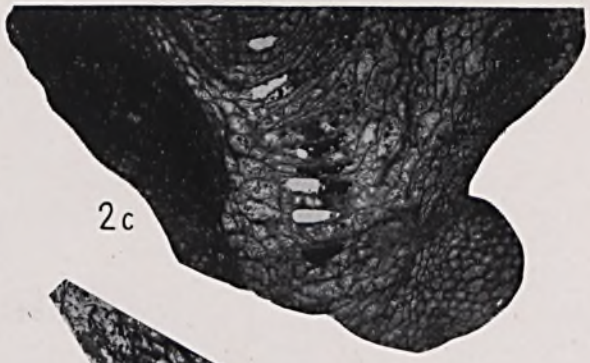


1b

2b



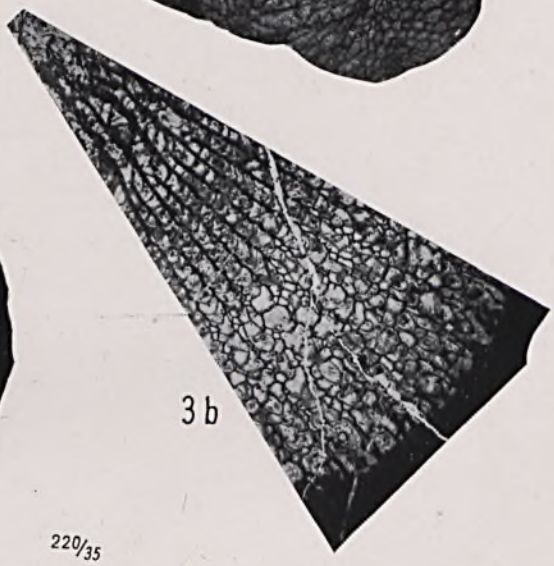
2a



2c



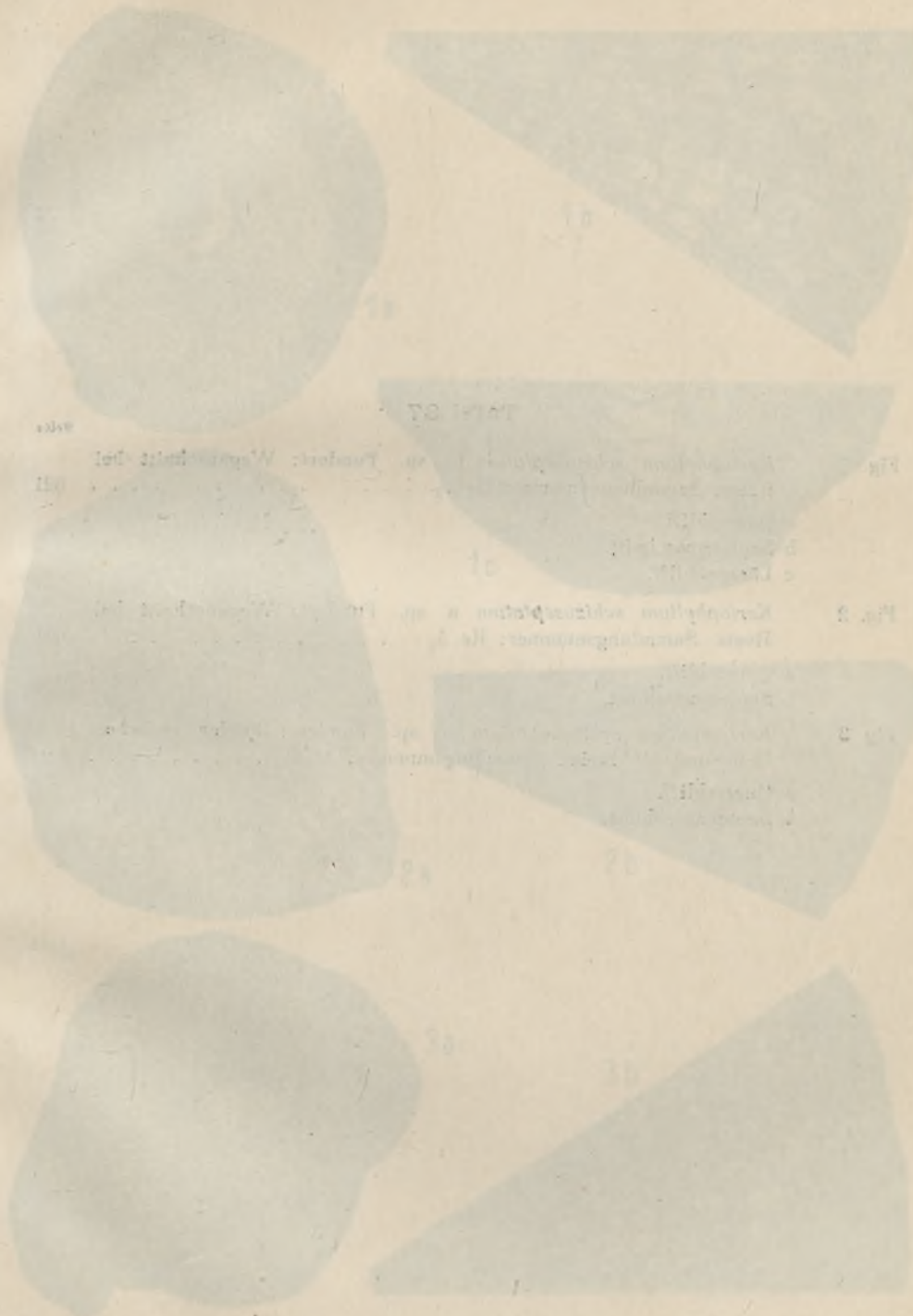
3a



3b

220/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK



Tafel 37

Seite

Fig. 1 *Keriophyllum schizoseptatum* n. sp. Fundort: Weganschnitt bei Reetz. Sammlungsnummer: Re 5_3. 621

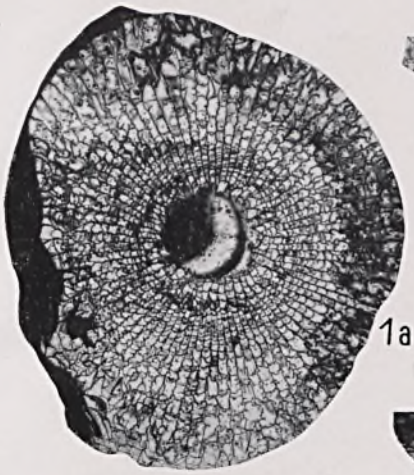
a Querschliff.
b Septenausschnitt.
c Längsschliff.

Fig. 2 *Keriophyllum schizoseptatum* n. sp. Fundort: Weganschnitt bei Reetz. Sammlungsnummer: Re 5_1 621

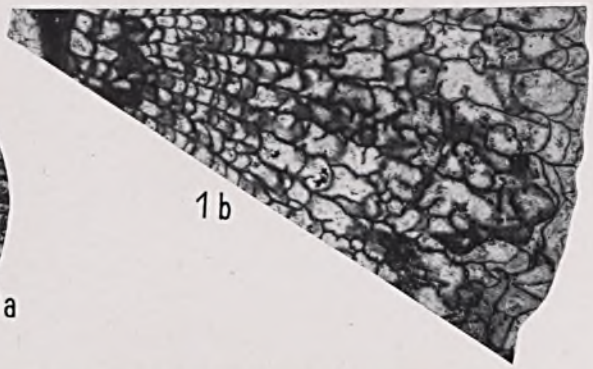
a Querschliff.
b Septenausschnitt.

Fig. 3 *Keriophyllum schizoseptatum* n. sp. Fundort: Felder zwischen Rohr und Mühlheim. Sammlungsnummer: M 1_9 621

a Querschliff.
b Septenausschnitt.



1a



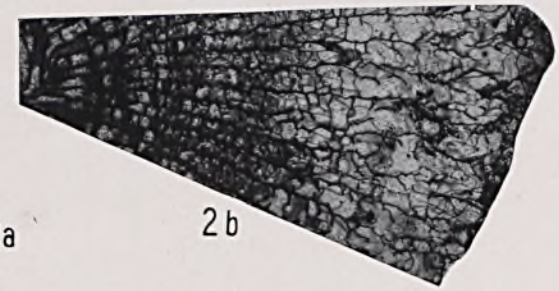
1b



1c

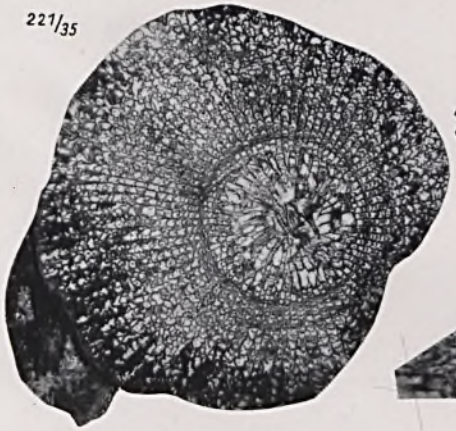


2a

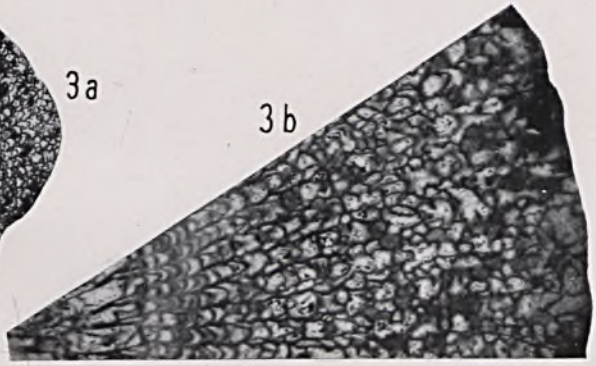


2b

221/35

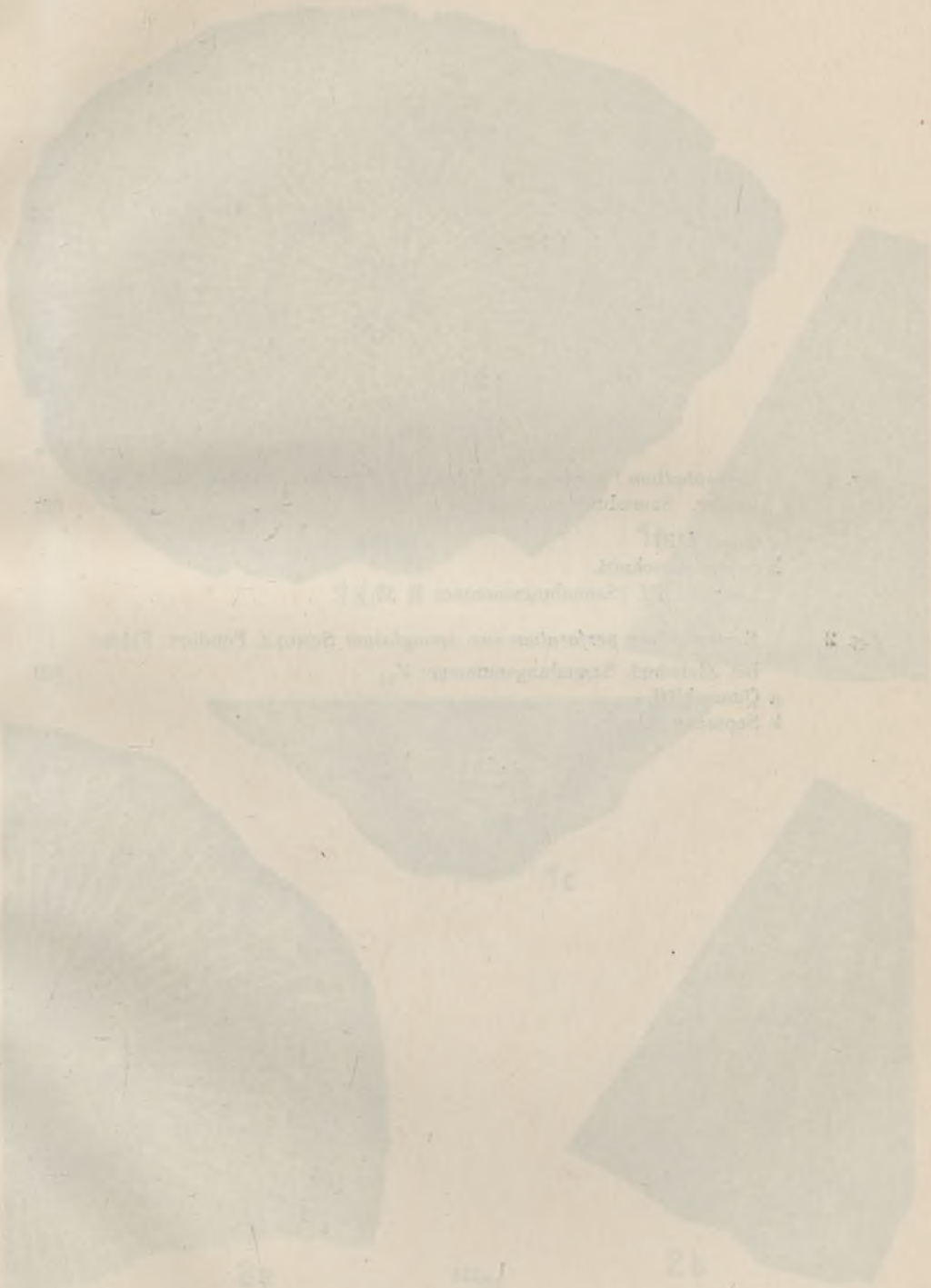


3a



3b

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tafel 38

Seite

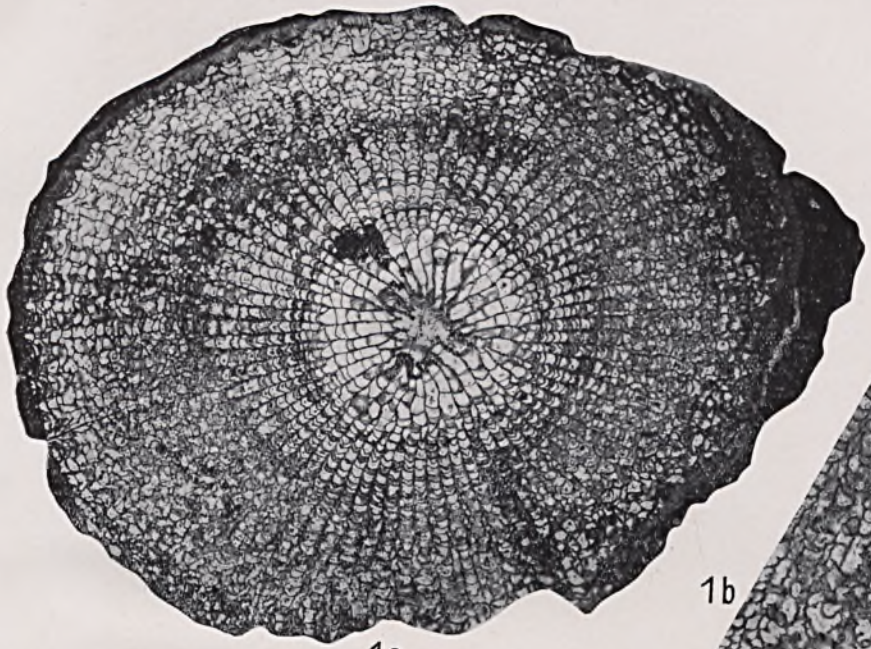
Fig. 1 *Keriophyllum perforatum* Wdkd. Fundort: Felder bei Lindweiler. Sammlungsnummer: L 1_5 621

a Querschliff.
b Septenausschnitt.
c Längsschliff (Sammlungsnummer R 33_1) . . . . . .

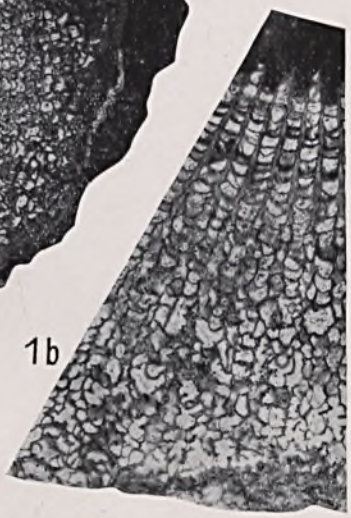
Fig. 2 *Keriophyllum perforatum* var. *spongiosum* Schulz. Fundort: Felder bei Zielsdorf. Sammlungsnummer: Z_{14} 621

a Querschliff.
b Septenausschnitt.

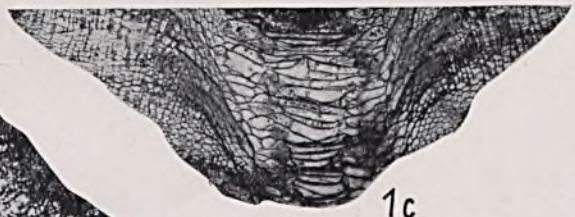
Jb. preuß. geol. L.-A. 56, 1935 Tafel 38



1a



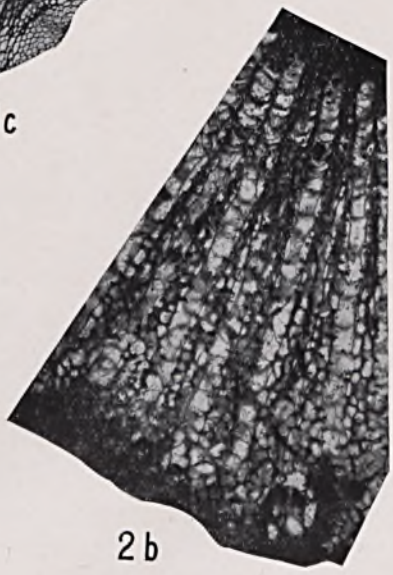
1b



1c



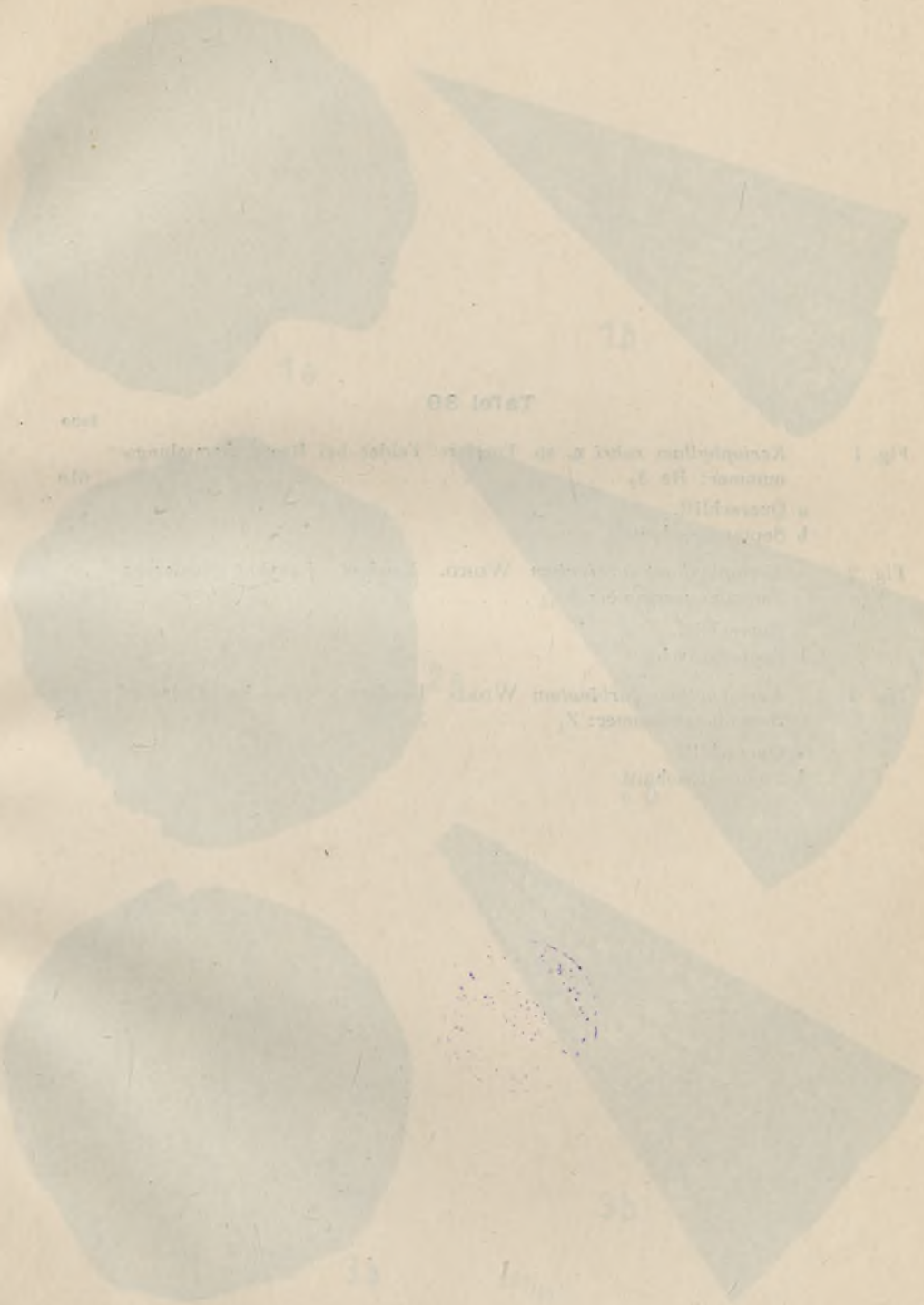
2a



2b

222/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Tafel 39

Seite

Fig. 1 *Keriophyllum rohri* n. sp. Fundort: Felder bei Reetz. Sammlungsnummer: Re 5_2 618

a Querschliff.
b Septenausschnitt.

Fig. 2 *Keriophyllum turbinatum* Wdkd. Fundort: Bahnhof Niederehe. Sammlungsnummer: Ni_{15} 618

a Querschliff.
b Septenausschnitt.

Fig. 3 *Keriophyllum turbinatum* Wdkd. Fundort: Felder bei Zielsdorf. Sammlungsnummer: Z_1 618

a Querschliff.
b Septenausschnitt.

Jb. preuß. geol. L.-A. 56, 1935 Tafel 39



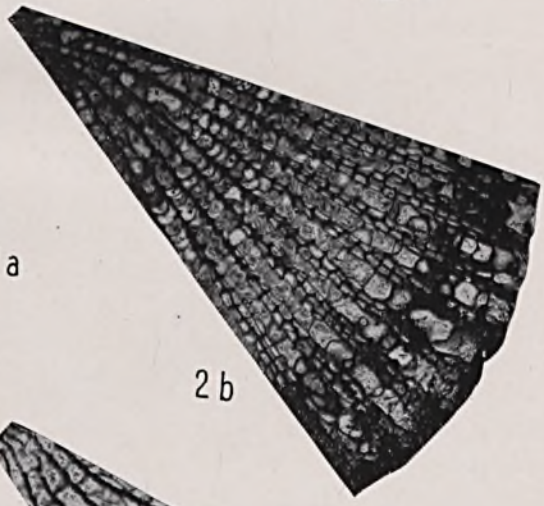
1a



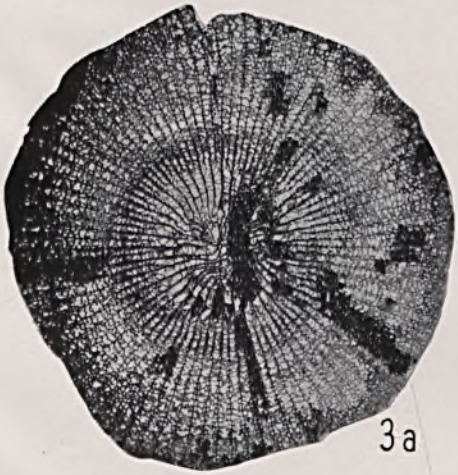
1b



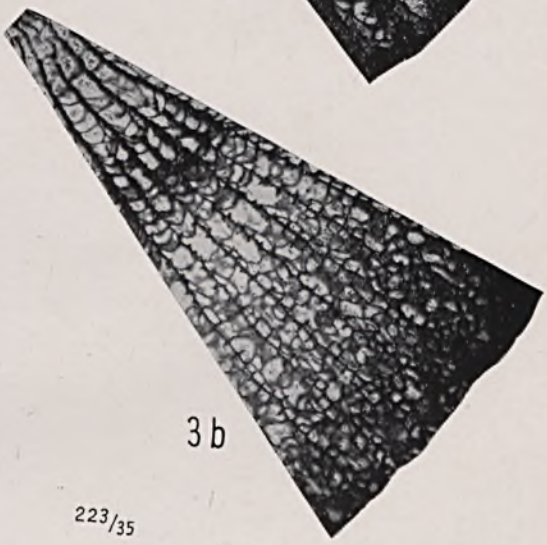
2a



2b



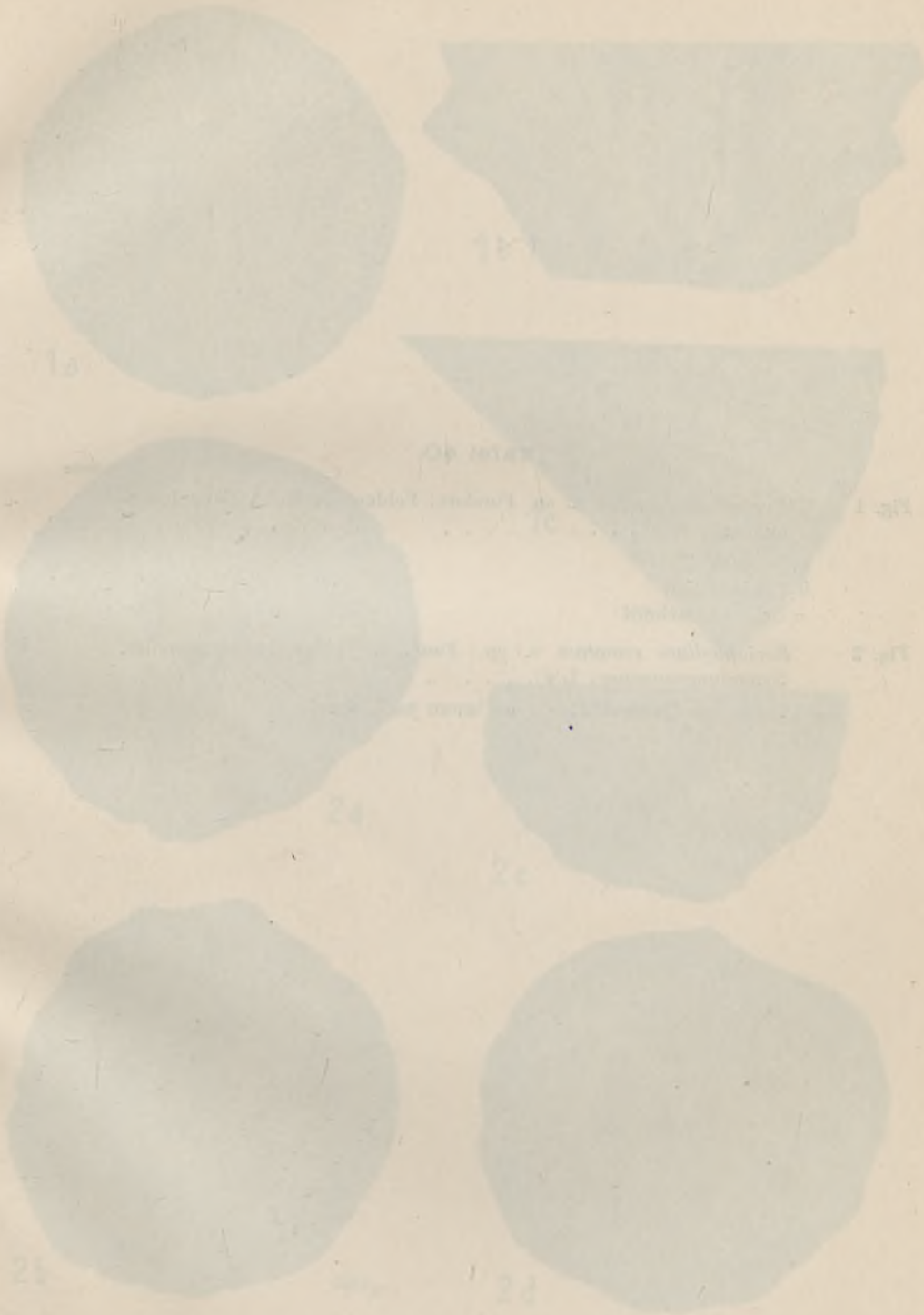
3a



3b

223/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK



Tafel 40

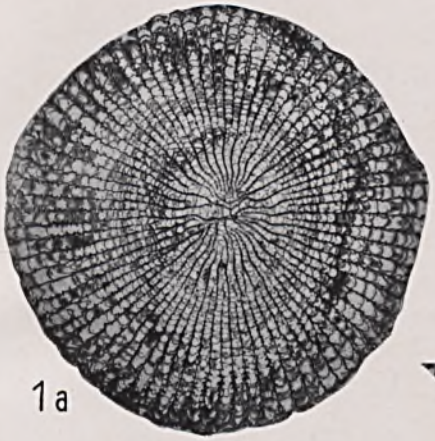
Seite

Fig. 1 *Keriophyllum rohri* n. sp. Fundort: Felder bei Rohr. Sammlungsnummer: R 18_2 618

a Querschliff.
b Längsschliff.
c Septenausschnitt.

Fig. 2 *Keriophyllum remotum* n. sp. Fundort: Felder bei Lindweiler. Sammlungsnummer: L 1_4. 618

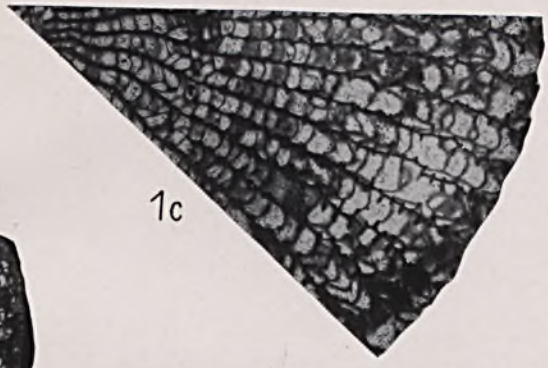
a—d Serie von Querschliffen (von unten nach oben).



1a



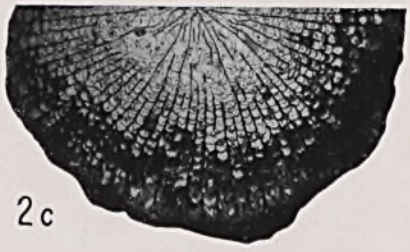
1b



1c



2a



2c



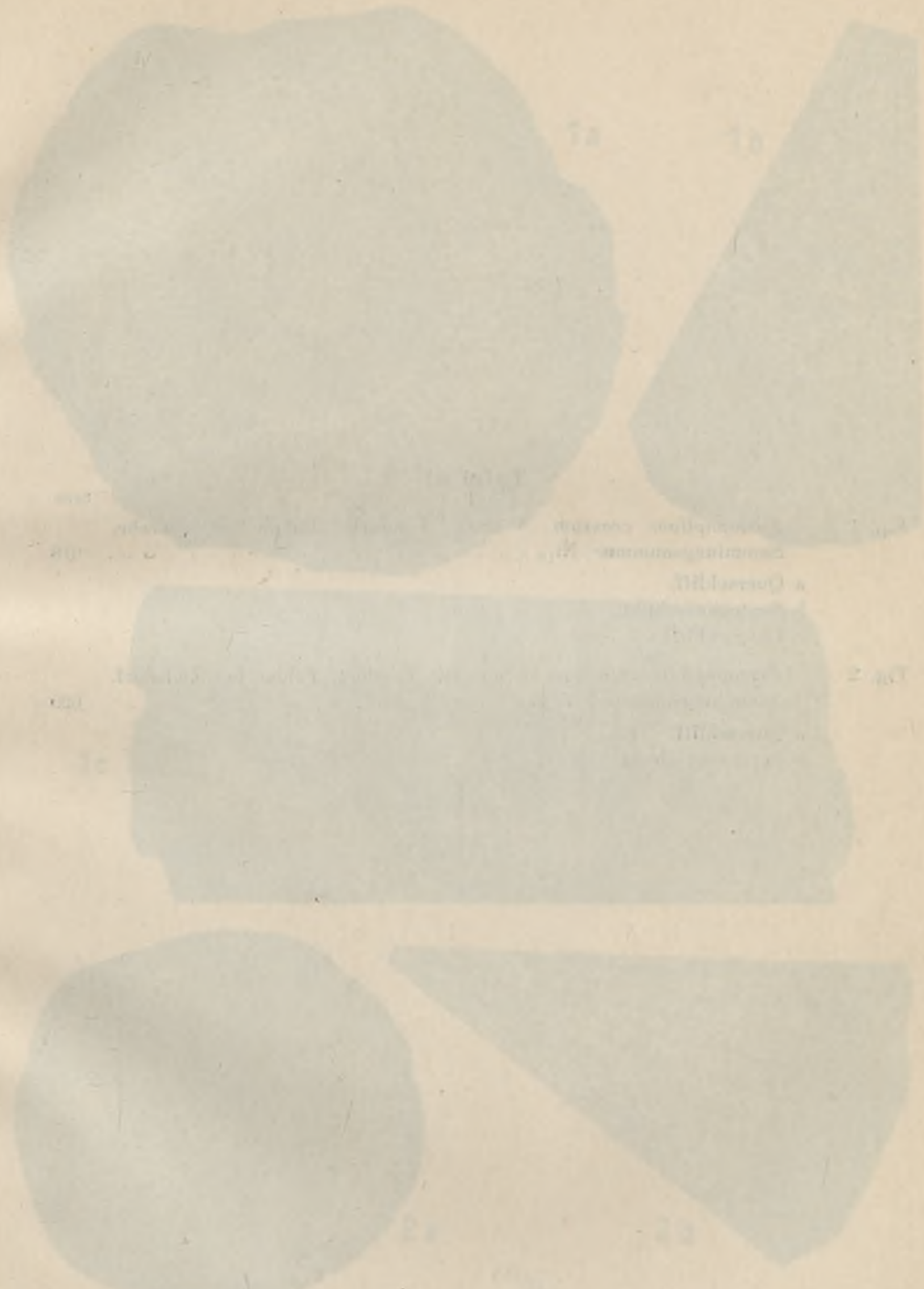
2b

224/35



2d

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT • DANZIG • BIBLIOTHEK



Tafel 41

Seite

Fig. 1 *Keriophyllum crassum* Wdkd. Fundort: Bahnhof Niederehe. Sammlungsnummer: Ni_{19}. 618

a Querschliff.
b Septenausschnitt.
c Längsschliff.

Fig. 2 *Keriophyllum zylindricum* Schulz. Fundort: Felder bei Zielsdorf. Sammlungsnummer: $Z\ II_1$. 620

a Querschliff.
b Septenausschnitt.



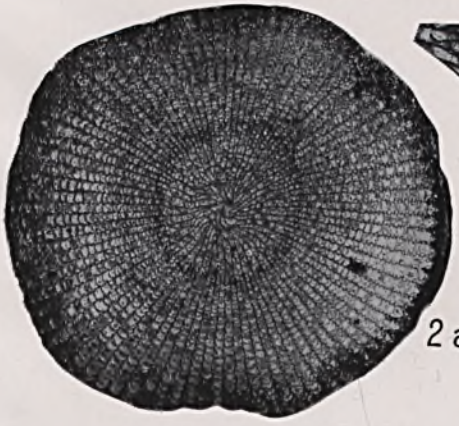
1a



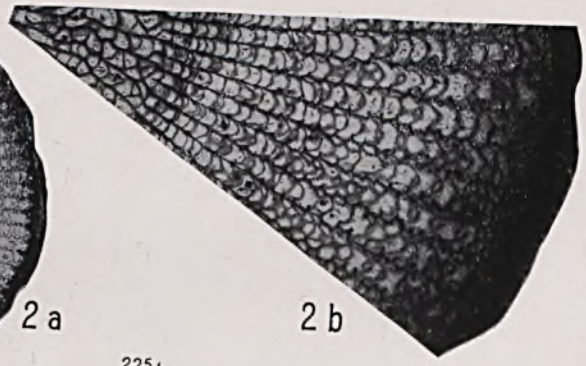
1b



1c



2a

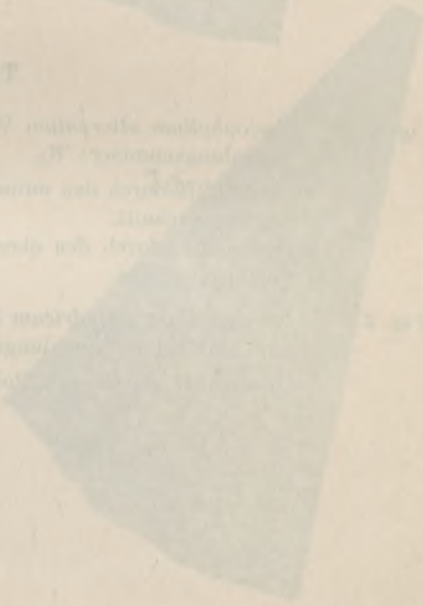


2b

225/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG




Tafel 42

Seite

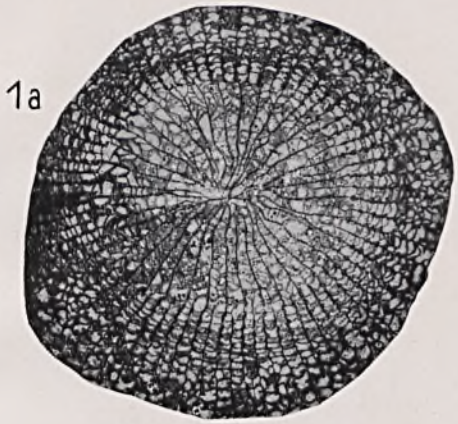
Fig. 1 *Keriophyllum alternatum* Wdkd. Fundort: Weganschnitt bei Rohr. Sammlungsnummer: R_6 620

a Querschliff durch den unteren Teil des Polypars.
b Septenausschnitt.
c Querschliff durch den oberen Teil des Polypars.
d Septenausschnitt.

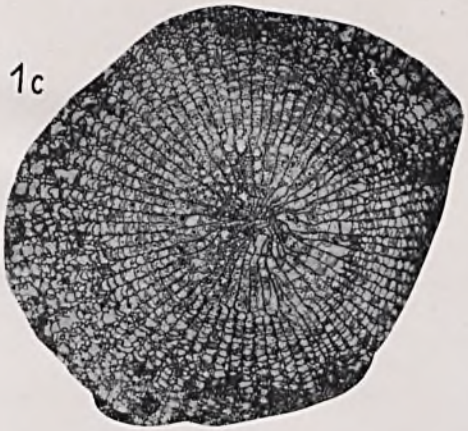
Fig. 2 *Keriophyllum zylindricum* Schulz. Fundort: Felder zwischen Rohr und Mühlheim. Sammlungsnummer: R 33_2 620

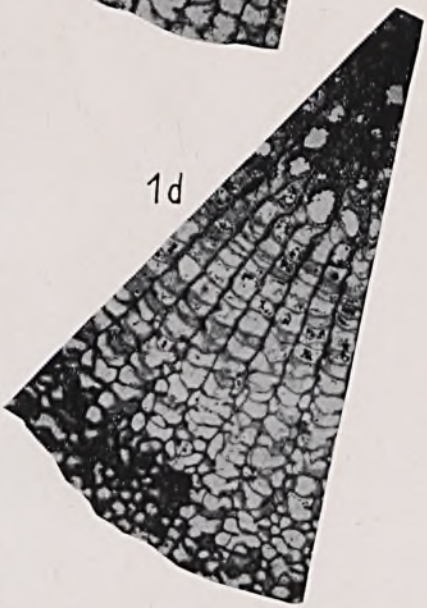
Querschliff durch das Polypar.

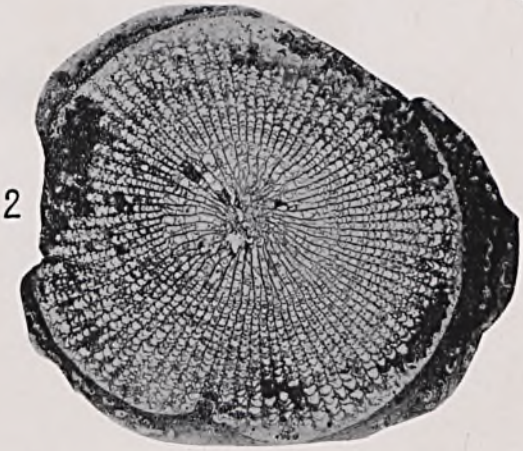
Jb. preuß. geol. L.-A. 56, 1935 Tafel 42







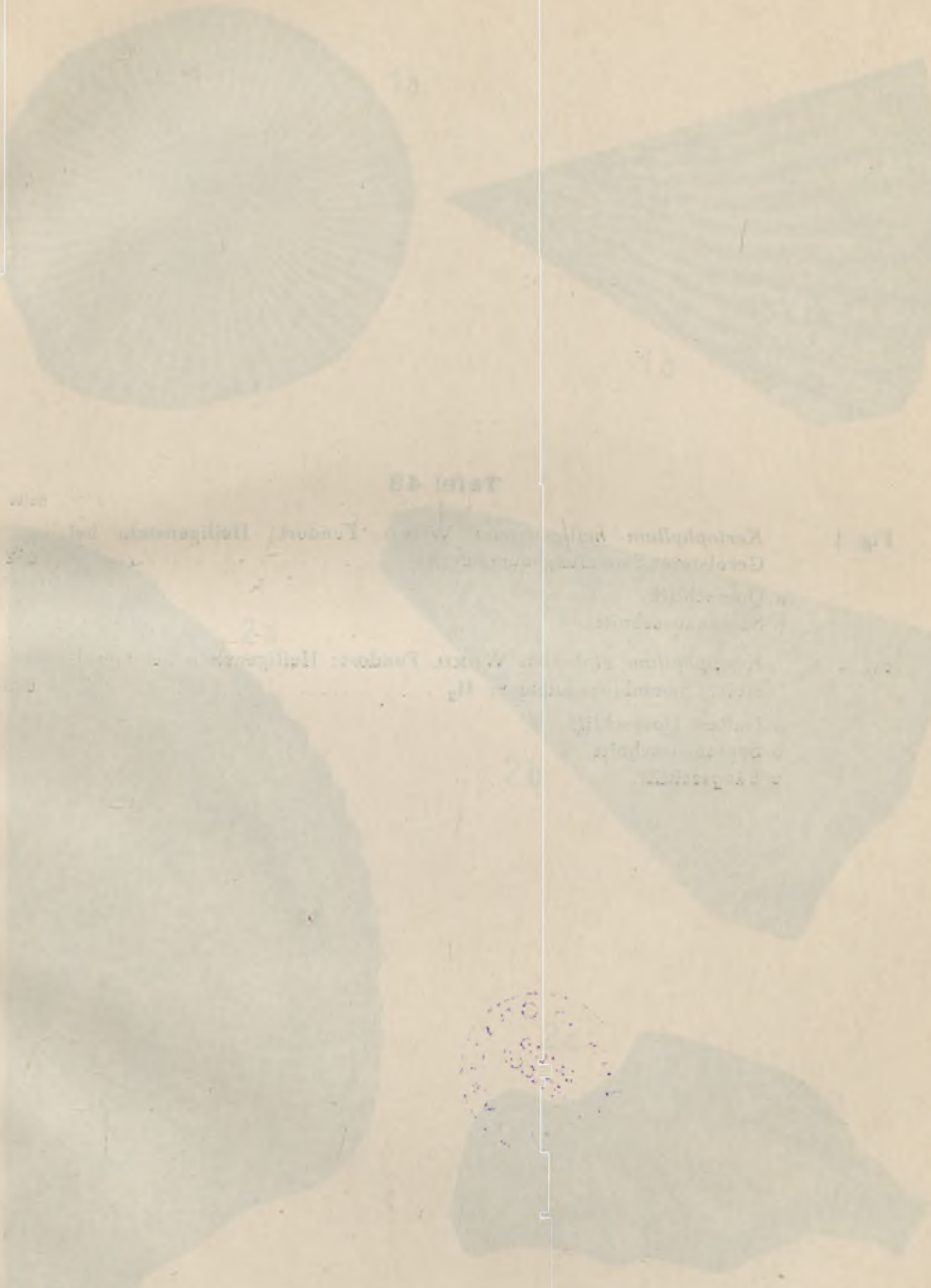




226/35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



Tafel 43

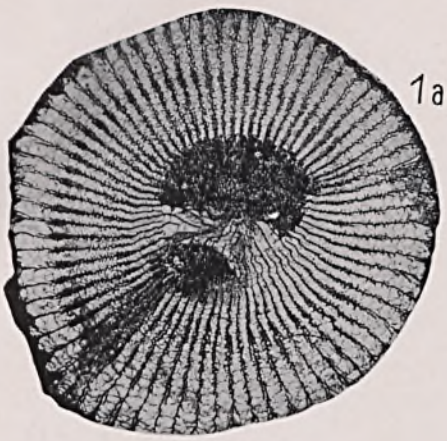
Seite

Fig. 1 *Keriophyllum heiligensteini* Wdkd. Fundort: Heiligenstein bei Gerolstein. Sammlungsnummer: H_7 622

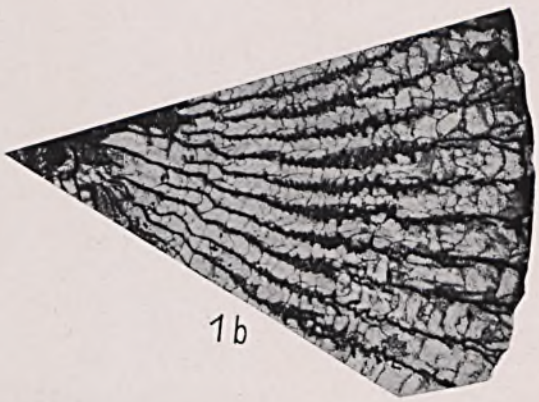
a Querschliff.
b Septenausschnitt.

Fig. 2 *Keriophyllum globosum* Wdkd. Fundort: Heiligenstein bei Gerolstein. Sammlungsnummer: H_2 623

a Halber Querschliff.
b Septenausschnitt.
c Längsschliff.



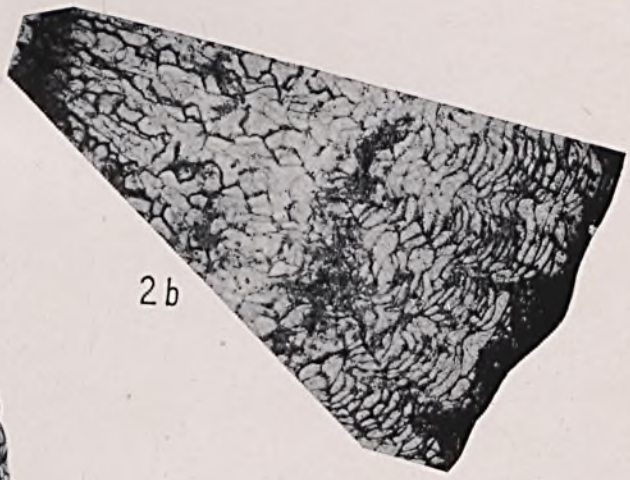
1a



1b



2a



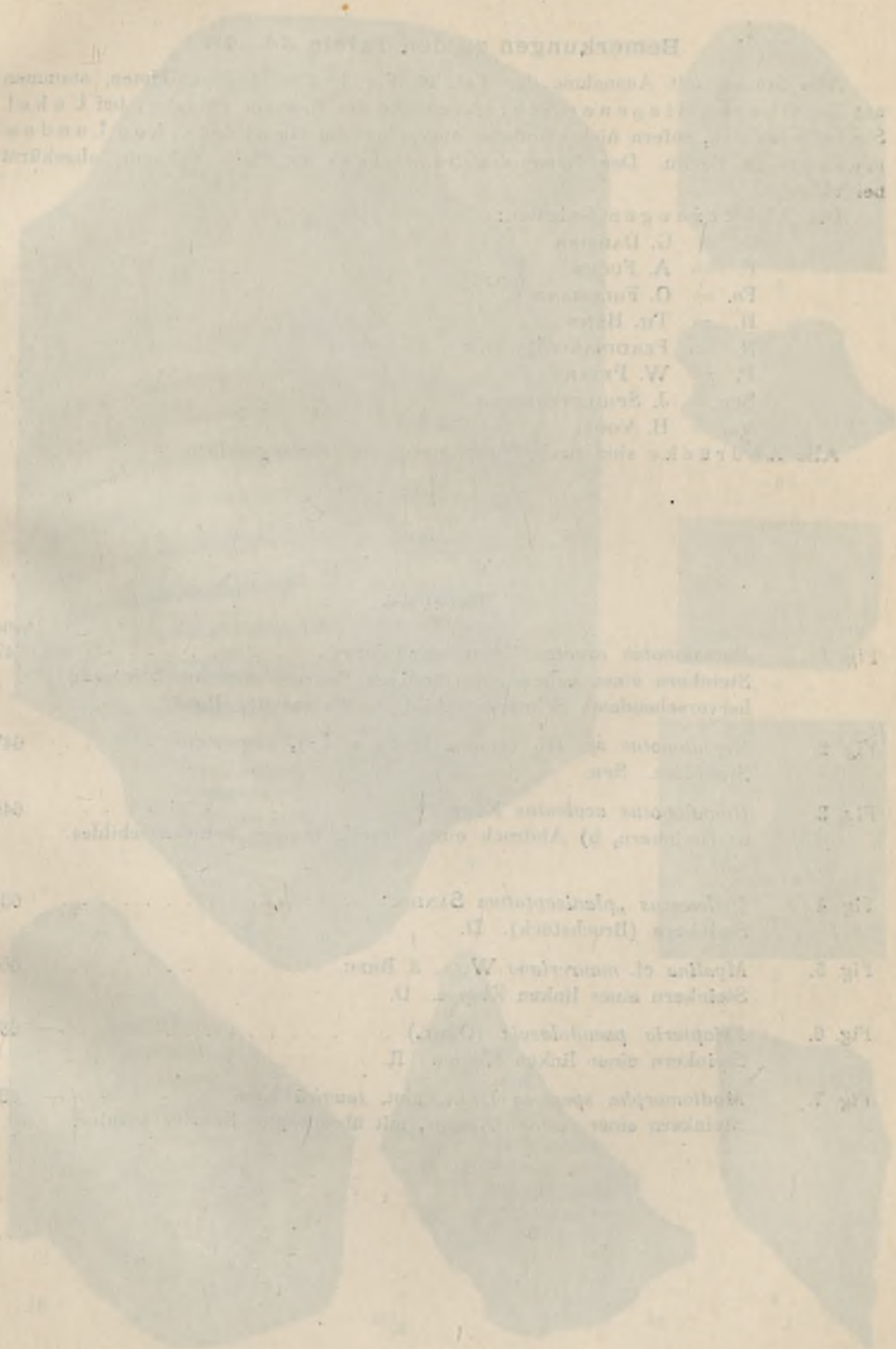
2b



2c

227/35

NATF. FORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG BIBLIOTHEK



Bemerkungen zu den Tafeln 44—48

Alle Stücke, mit Ausnahme der Taf. 46, Fig. 1, 2 u. 4 abgebildeten, stammen aus den Oberen Siegener Schichten von der Kaskade (Stuxley) bei Unkel. Sie befinden sich, sofern nichts anderes angegeben, im Geologischen Landesmuseum in Berlin. Der Name des Sammlers ist, falls bekannt, abgekürzt beigefügt.

Die Abkürzungen bedeuten:

D. = G. Dahmer
F. = A. Fuchs
Fo. = O. Follmann
H. = Th. Henn
R. = Ferdinand Roemer
P. = W. Peters
Spr. = J. Spriestersbach
Vo. = H. Vogel

Alle Abdrücke sind nach Plastilinpositiven wiedergegeben.

Tafel 44

Seite

Fig. 1. *Homalonotus ornatus* Koch sensu lato 647
Steinkern eines nahezu vollständigen Panzers mit (am Stirnrand hervorsehendem) Schnauzenschild. — Universität Bonn.

Fig. 2. *Homalonotus* sp. (*H. ornatus* Koch s. l.?), Hypostom 647
Steinkern. Spr.

Fig. 3. *Homalonotus aculeatus* Koch 648
a) Steinkern, b) Abdruck eines unvollständigen Schwanzschildes. Vo.

Fig. 4. *Orthoceras „planiseptatum* Sandb.“ 637
Steinkern (Bruchstück). D.

Fig. 5. *Myalina* cf. *maureriana* Will. & Breg. 658
Steinkern einer linken Klappe. D.

Fig. 6. *Leiopteria pseudolaevis* (Oehl.) 638
Steinkern einer linken Klappe. R.

Fig. 7. *Modiomorpha speciosa* Drev. mut. *taunica* Keg. 639
Steinkern einer rechten Klappe, mit überprägter Schalenskulptur.



1



5



6



7



2



3b

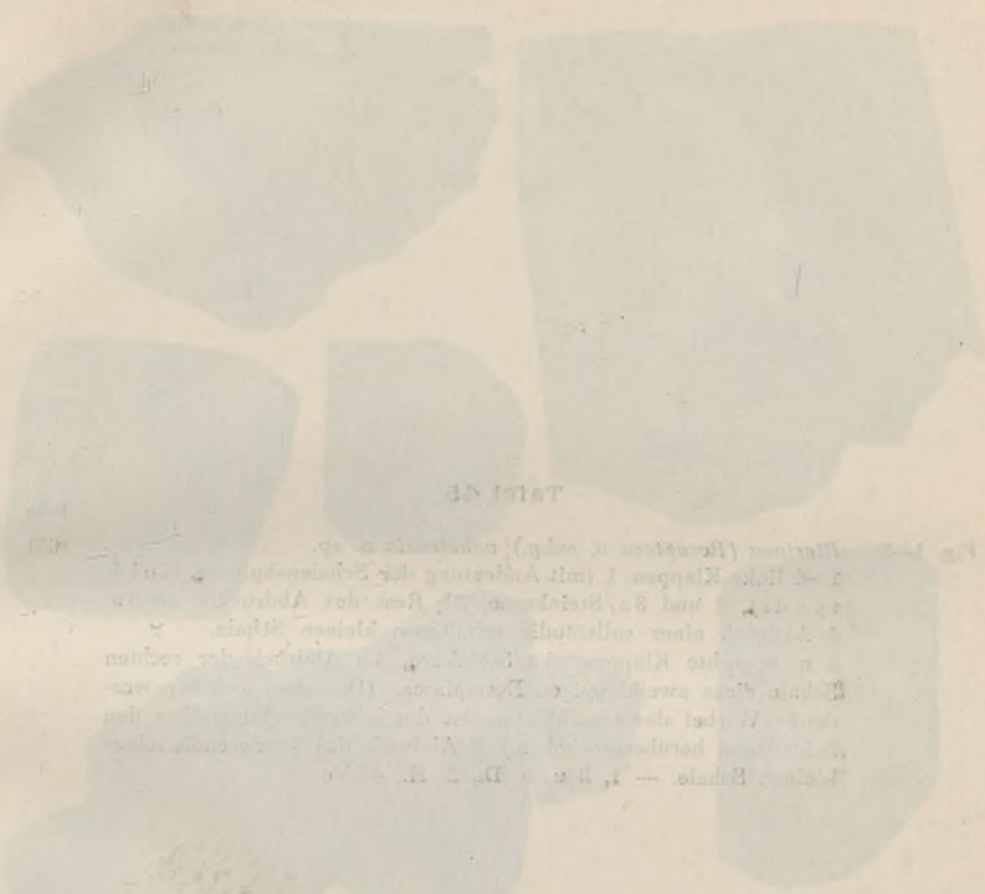


36/36 3a



4

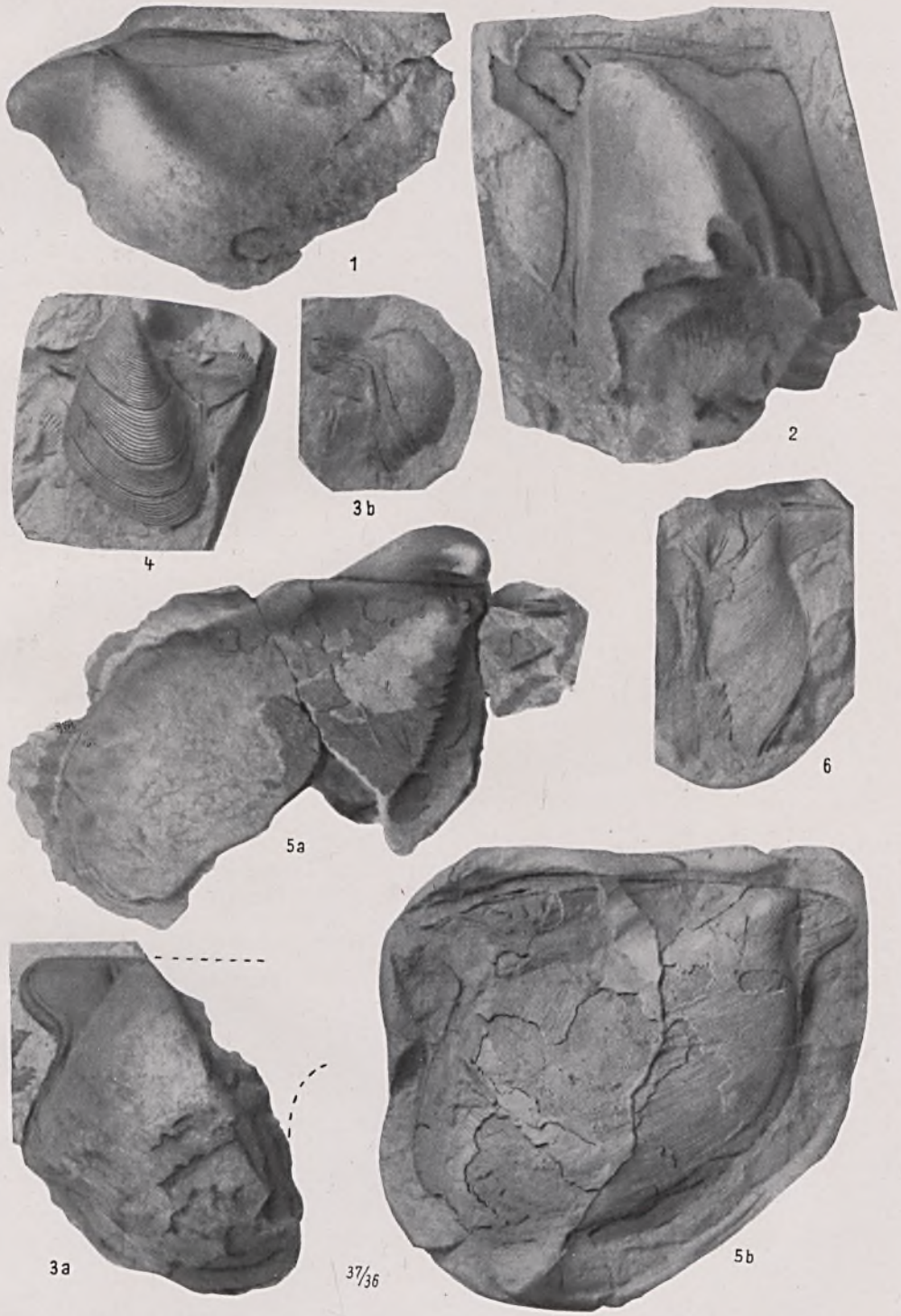
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG



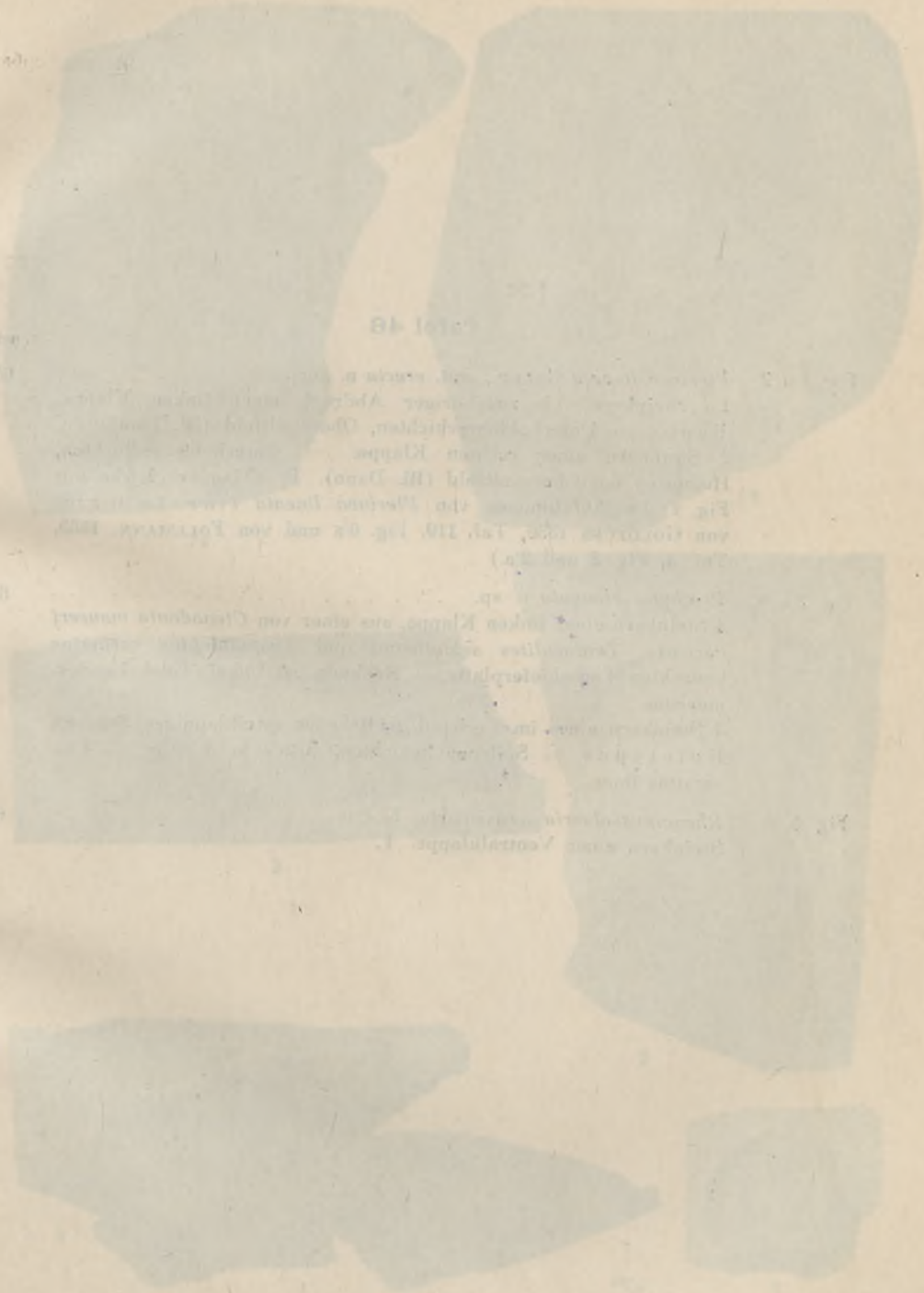
Tafel 45

Seite

Fig. 1—6. *Pterinea (Peraptera* n. subg.) *unkelensis* n. sp. 651
1—4 linke Klappen. 1 (mit Andeutung der Schalenskulptur, Holotypus), 2 und 3 a Steinkerne, 3 b Rest des Abdruckes zu 3 a. 4 Abdruck einer vollständig erhaltenen kleinen Schale.
5 u. 6 rechte Klappen. 5 a Steinkern, 5 b Abdruck der rechten Schale eines zweiklappigen Exemplares. (Der oben sichtbar werdende Wirbel der Gegenklappe ist durch Verdrückung über den Schloßrand herübergeschoben.) 6 Abdruck des Vorderendes einer kleinen Schale. — 1, 3 u. 5 D., 2 H., 4 Vo.


1
2
3b
4
5a
6
3a
37/36
5b

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG



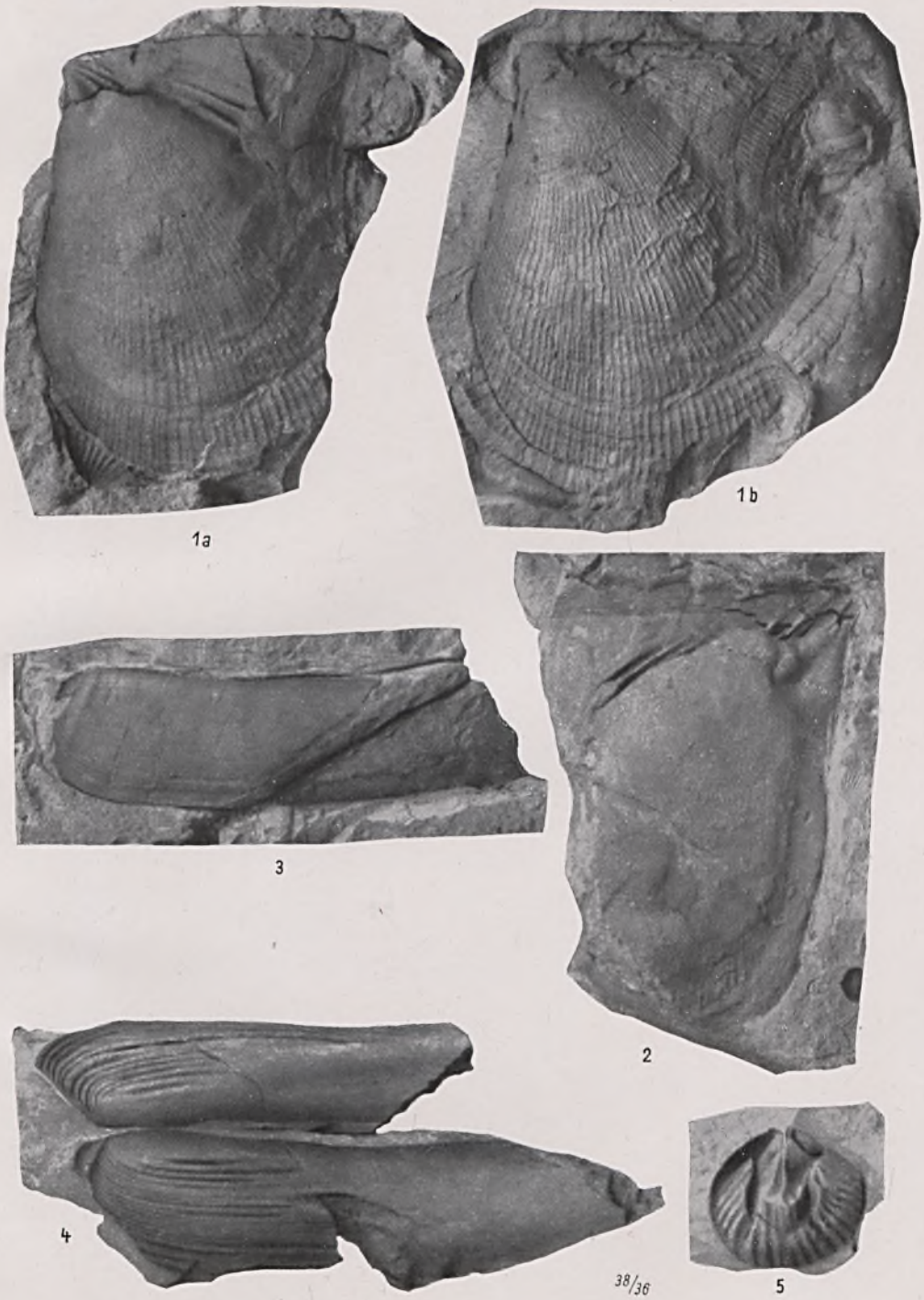
Tafel 46

Seite

Fig. 1 u. 2. *Pterinea lineata* GOLDF., mut. *erecta* n. nom. 653
1 a Steinkern, 1 b zugehöriger Abdruck einer linken Klappe. Typus. — Unterkoblenzschichten, Oberstadtfeld (Bl. Daun). Fo.
2 Steinkern einer rechten Klappe. — Unterkoblenzschichten, Humerich bei Oberstadtfeld (Bl. Daun). P. (Man vergleiche mit Fig. 1 die Abbildungen von *Pterinea lineata lineata* GOLDF. von GOLDFUSS 1836, Taf. 119, Fig. 6 a und von FOLLMANN, 1885, Taf. 3, Fig. 2 und 2 a.)

Fig. 3 u. 4. *Prothyris elongata* n. sp. 662
3 Steinkern einer linken Klappe, aus einer von *Ctenodonta maureri varicosa, Tentaculites schlotheimi* und *Tropidoleptus carinatus* bedeckten Tonschieferplatte. — Kaskade bei Unkel. Geol. Landesmuseum.
4 Steinkern eines im Verband gebliebenen zweiklappigen Stückes. Holotypus. — Seifener Schichten, Brück a. d. Ahr. — Universität Bonn.

Fig. 5. *Rhenorensselaeria crassicosta* KOCH 641
Steinkern einer Ventralklappe. F.



1a

1b

3

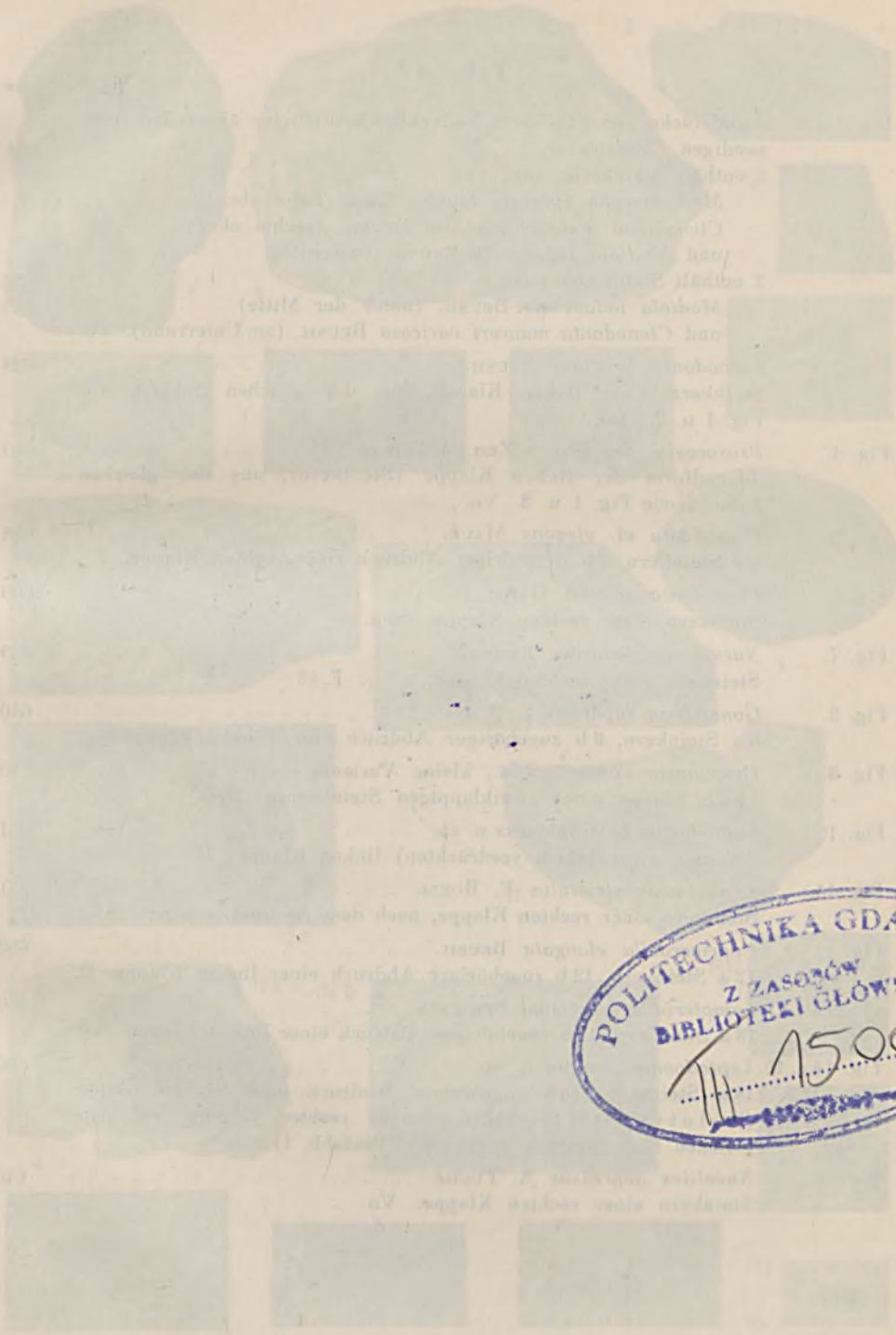
2

4

5

38/36

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK



POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Tafel 47

Seite

Fig. 1 u. 2. Handstücke aus dem dem Nellenköpfchenschiefer ähnelnden feinsandigen Tonschiefer 644
1 enthält Steinkerne von:
Modiomorpha speciosa taunica Keg. (links oben),
Ctenodonta maureri varicosa Beush. (rechts oben)
und *Modiola lodanensis* Beush. (unten).
2 enthält Steinkerne von:
Modiola lodanensis Beush. (unter der Mitte)
und *Ctenodonta maureri varicosa* Beush. (am Unterrand). Vo.

Fig. 3. *Ctenodonta bertkaui* Beush. 639
Steinkern einer linken Klappe, aus der gleichen Schicht wie Fig. 1 u. 2. Vo.

Fig. 4. *Prosocoelus pes anseris* Zeil. & Wirtg. 640
Jugendform der linken Klappe (Steinkern), aus der gleichen Schicht wie Fig. 1 u. 2. Vo.

Fig. 5. *Ctenodonta* cf. *elegans* Maur. 658
5 a Steinkern, 5 b zugehöriger Abdruck einer rechten Klappe. F.

Fig. 6. *Ctenodonta quirini* Dahm. 639
Steinkern einer rechten Klappe. Spr.

Fig. 7. *Nucula confluentina* Beush. 639
Steinkern einer rechten Klappe, $\times {}^{2}/_{1}$. F.

Fig. 8. *Goniophora bipartita* F. Roem. 640
8 a Steinkern, 8 b zugehöriger Abdruck einer linken Klappe.

Fig. 9. *Grammysia ovata* Sandb., kleine Variante 640
Linke Klappe eines zweiklappigen Steinkernes. Spr.

Fig. 10. *Leptodomus heteropleurus* n. sp. 661
Abdruck einer (stark verdrückten) linken Klappe. H.

Fig. 11. *Leptodomus striatulus* F. Roem. 661
Steinkern einer rechten Klappe, nach dem Abdruck ergänzt. Spr.

Fig. 12. *Cypricardella elongata* Beush. 659
12 a Steinkern, 12 b zugehöriger Abdruck einer linken Klappe. D.

Fig. 13. *Leiopteria drevermanni* Spriestb. 650
13 a Steinkern, 13 b zugehöriger Abdruck einer linken Klappe. Vo.

Fig. 14 u. 15. *Leptodomus gracilis* n. sp. 660
14 a Steinkern, 14 b zugehöriger Abdruck einer linken Klappe (Holotypus). 15 Abdruck einer rechten Klappe, auf dem gleichen Gesteinsstück (vgl. auch Textabb. 1).

Fig. 16. *Nuculites depressus* A. Fuchs 640
Steinkern einer rechten Klappe. Vo.


1

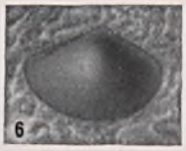

2

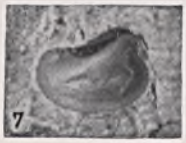

3


4


5a


5b


6


7


8a


8b


9


10


11


12a


12b


13a


13b


14a


14b

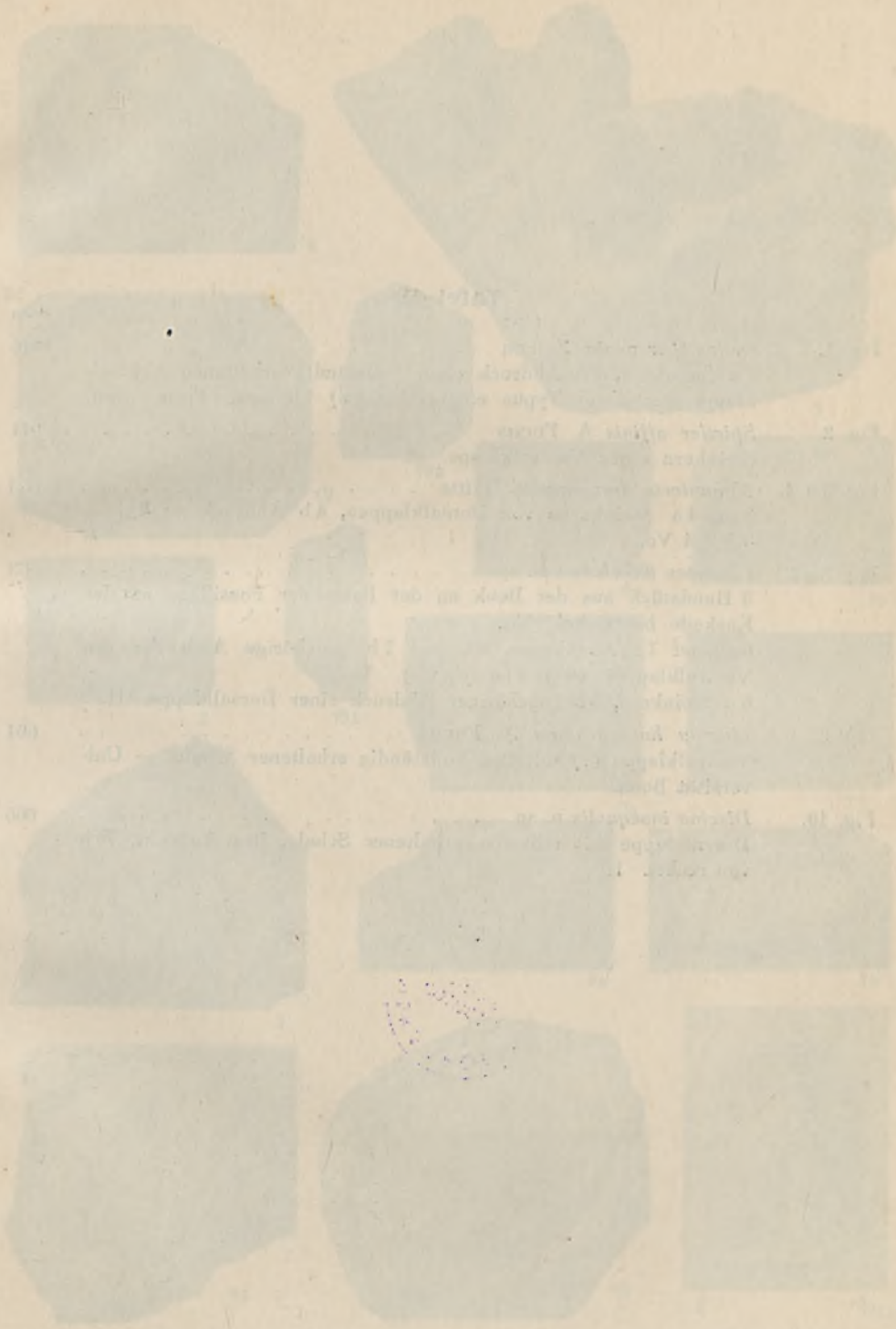

15


16

39/36

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Tafel 48

Seite

Fig. 1. *Orthis personata* Zeiler 646
1 a Steinkern, 1 b Abdruck einer vollständig erhaltenen Ventralklappe der (dem Typus entsprechenden) kleineren Form. Spr.

Fig. 2. *Spirifer affinis* A. Fuchs 641
Steinkern einer Ventralklappe. H.

Fig. 3 u. 4. *Meganteris drevermanni* Dahm. 663
3 u. 4 a Steinkerne von Dorsalklappen, 4 b Abdruck zu 4 a. — 3 F., 4 Vo.

Fig. 5—8. *Chonetes unkelensis* n. sp. 663
5 Handstück aus der Bank an der Basis der Fossillage an der Kaskade bei Unkel. Vo.
6 a und 7 a Steinkerne, 6 b und 7 b zugehörige Abdrücke von Ventralklappen (6 Holotypus). Vo.
8 a Steinkern, 8 b zugehöriger Abdruck einer Dorsalklappe. H.

Fig. 9. *Lingula hunsrückiana* A. Fuchs 664
Ventralklappe (?) mit fast vollständig erhaltener Schale. — Universität Bonn.

Fig. 10. *Discina inaequalis* n. sp. 665
Dorsalklappe mit teilweise erhaltener Schale, 10 a Aufsicht, 10 b von rechts. H.


1a


5


1b

10a


6a


6b


2


10b


7a


7b


3


8a


8b


4a


4b


9

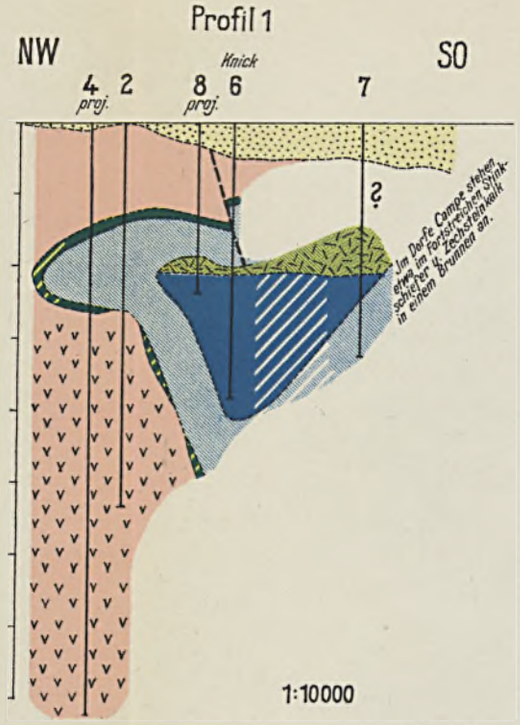
40/36.

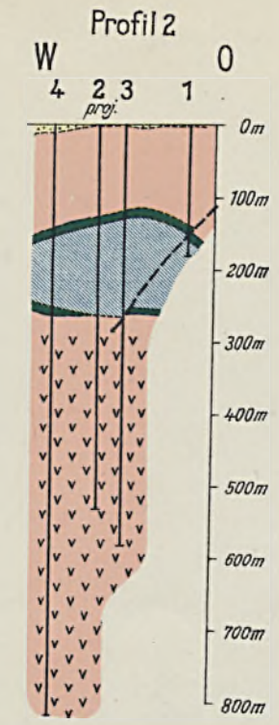
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

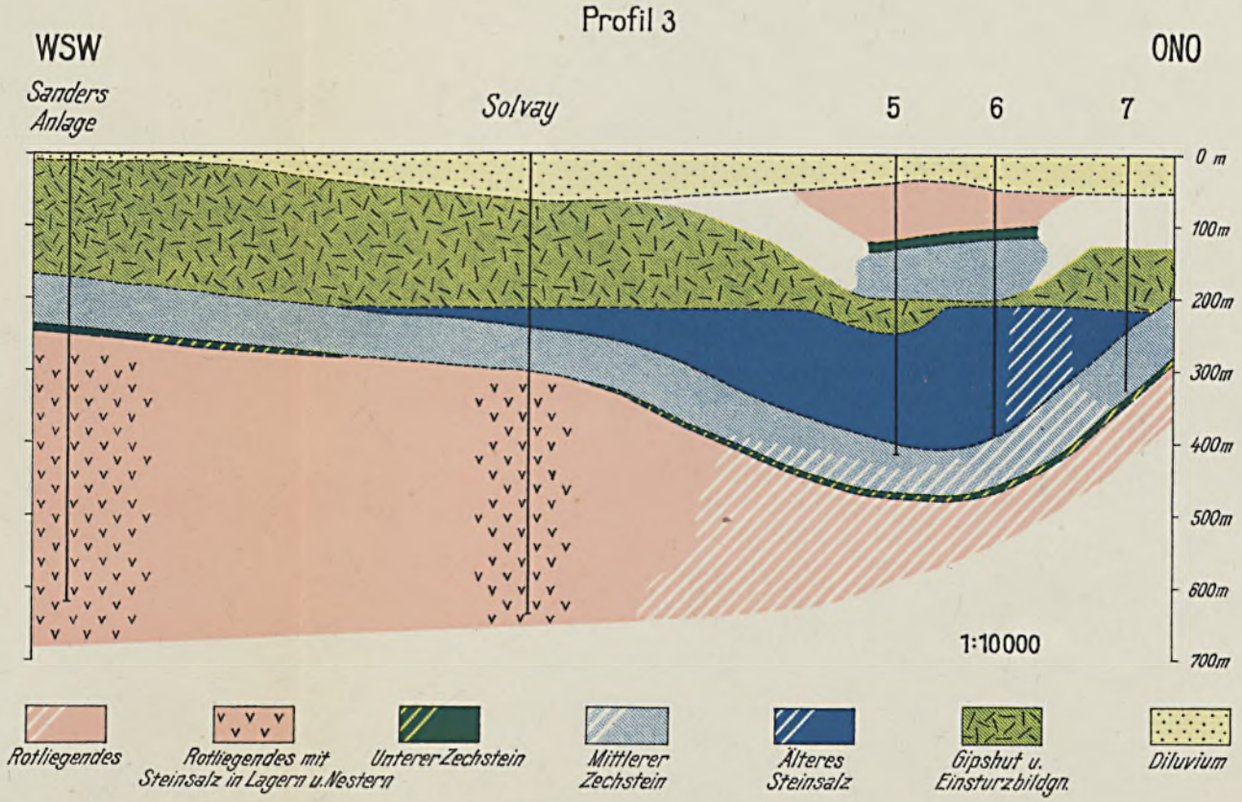
Lageplan und Profile der Tiefbohrungen südlich von Stade in Hannover

Bearbeitet von W. Haack







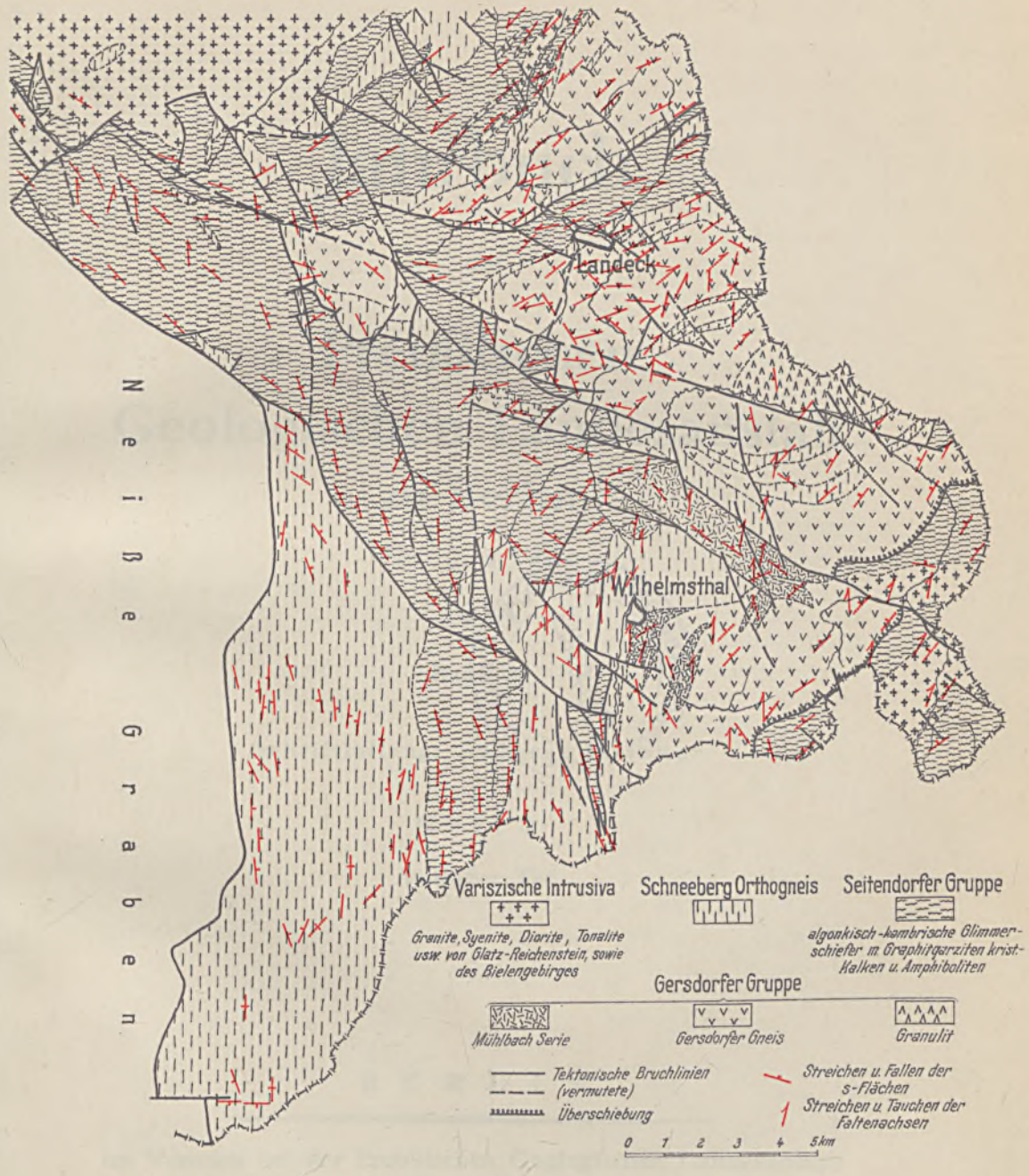


Beim Rotliegendem, Unt.u Mittl. Zechstein und Älterem Steinsalz bedeutet die Schraffür Unsicherheit der Deutung

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII

Tektonische Übersichtskarte des Südostteiles der Grafschaft Glatz



Bearbeitet von G. Fischer

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin

für das Jahr

1935

Band 56

Schriftleitung: Bergrat Meisner

Heft 2

Amtlicher Teil

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1936

Inhalt

Seite

Nachruf auf Franz Beyschlag . . . . . 3—36
Nachruf auf Alexander Fuchs . . . . . 37—58
Tätigkeitsbericht . . . . . 59—70
Arbeitsplan . . . . . 71—79
Personalbestand . . . . . 80—84
Verzeichnis der freiwilligen Mitarbeiter 84
Korrespondenten . . . . . 85—87

Sitzungsberichte

1. **Behr, J.:** Was hat der Geologe bei der Bearbeitung von Gutachten zu beachten? 91
2. **Dienemann, W.:** Über Baugrundfragen und für Baugrunduntersuchungen wichtige DIN-Normen 93
3. **Gothan, W.:** Die zweite Heerlener Karbonkonferenz 95
4. **Schröder, E.:** Über die Arbeiten der G. L. A. im Saargebiet 97
5. **Benade, W.:** Moor- und Heilschlammuntersuchungen im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft der Preußischen Geologischen Landesanstalt mit den Körperschaften des deutschen Bäderwesens 99
6. **v. Hoyningen-Huene, P.:** Die bodenkundliche Übersichtskartierung Niedersachsens 101
7. **Trénel, M.:** Aufgaben und Organisation der Bodenkartierung an der Geologischen Landesanstalt Berlin 103
8. **Görz, G.:** Das Bodenschätzungsgesetz 107
9. **Schlacht, W.:** Über bodenkundliche Spezialkartierung 109
10. **Barsch, O.:** Übersicht über die geophysikalische Reichsaufnahme 111
11. **Haack, W.:** Über die Arbeiten des Instituts für Erdölgeologie an der Preußischen Geologischen Landesanstalt und den Stand des Erdölproblems in Deutschland 113
12. **Kegel, W.:** Die Ziele der Gemeinschaftsarbeit im Bayerischen Wald 115
13. **Heck, H.-L.:** Tektonische Senkungen Nordfrieslands und dennoch Landgewinnung? 117
14. **Wunstorf, W.:** Die wasserwirtschaftlichen Anlagen der Nord-Eifel 119

57


NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 45008



Beyschlag

Franz Beyschlag †

Als Hauchecorne, der kluge Organisator der Geologischen Landesanstalt im Jahre 1900 aus dem Leben geschieden war, sind ihm von Beyschlag Worte des Gedenkens und dankbarer Anerkennung für ein reiches, im Dienste der Geologischen Landesanstalt gelebtes Leben in diesem Jahrbuch gewidmet worden. Dem Unterzeichneten ist es schöne Pflicht und hohe Ehre, heut diesen letzten Liebesdienst, entsprechend einem zurückgelassenen Wunsch, Franz Beyschlag erweisen zu dürfen.

Am 23. Juli 1935 ist er abberufen worden, nachdem er mit Erreichung der gesetzlichen Altersgrenze am 1. April 1923 die Stätte seines amtlichen Wirkens verlassen hatte. Möge daher das folgende kurze Lebensbild niedergelegt sein als ein Gedenkblatt für alle diejenigen, die sich über den Tod hinaus mit dem tatkräftigen, schöpferischen Manne verbunden fühlen, eine Mahnung zugleich für die junge Generation an das, was nur eine machtvolle Persönlichkeit wie er in echtem wissenschaftlichen Streben zu schaffen vermag!

Es ist nicht viel, was wir von der Jugend und dem heranwachsenden Franz Beyschlag, von der Wahl seines Berufes, von der Studienzeit zu sagen haben, nicht wesentlich anders, als bei anderen jungen Leuten sonst, auch nicht belebt dadurch, daß er im Ruhestande einen Aufsatz zu schreiben begonnen hat, „Wie ich Geologe wurde", den der Schreiber dieser Zeilen unter nachgelassenen Papieren sah.

Franz Beyschlag wurde am 5. Oktober 1856 in Karlsruhe als Sohn des großherzoglich-badischen Hofpredigers Willibald Beyschlag geboren, kam mit den Eltern, als der Vater einen Ruf als Professor der Theologie erhielt, an seinem vierten Geburtstage nach Halle, wuchs hier heran, verlebte glückliche und frohe Jugendjahre, besuchte das städtische Gymnasium und legte Ostern 1876 die Reifeprüfung ab.

Zum Studium des Bergbaues wird ihn wohl das schon in den Schuljahren betriebene Sammeln von Mineralien und von Versteinerungen, besonders aus dem Wettiner Steinkohlenbecken, angeregt haben. Er wurde vom Oberbergamt Bonn als Bergbaubeflissener angenommen. Am 3. 4. 1876 verfuhr er auf Grube Apfel im Bensberger Erzrevier seine erste Schicht. Zur weiteren Ausbildung kam er in den Siegener Eisensteinbezirk und auf die Grube Holzappel an der Lahn, danach ins Saarbrückener und Aachener Steinkohlenbecken. In diesem machte er am 28. März 1877 seine Probegrubenfahrt.

Am 1. 4. trat er in Halle als Einjährig-Freiwilliger beim 36. Füsilier-Regiment ein, bei dem er später auch Reserveoffizier wurde. Damit beginnt sein Studium an der Universität Halle; während zwei Semester, vom Herbst 1878 bis zum Sommer 1879, sehen wir ihn an der Bergakademie und der Universität Berlin. Am 20. Juli 1881 besteht er am Oberbergamt Halle die Erste Staatsprüfung für das höhere Bergfach.

Vom 7. 10. 1881 bis 5. 4. 1882 weilt dann der Bergreferendar BEYSCHLAG zu seiner geschäftlichen Ausbildung auf Grube Von der Heydt im Saarbrückener Steinkohlengebiet und wird anschließend auf seinen Wunsch dem Bergrevier West-Halle zugeteilt. Von dieser Tätigkeit war er keineswegs begeistert. Die pedantischen Verwaltungsformen sagten ihm nicht zu. Er baute die zur Bergreferendarprüfung vorgelegte geologische Meldearbeit über die Gegend von Crock am Südrande des Thüringer Waldes zur Doktorarbeit aus, wissenschaftlich angeregt und gefördert durch Prof. KARL VON FRITSCH in Halle, den er als seinen Lehrer in Geologie verehrte. Er wurde in Halle zum Dr. phil. promoviert, nahm vom 1. Februar 1883 ab Urlaub aus dem Staatsdienst und stellte ein geologisches Profil für das Landwirtschaftliche Institut der dortigen Universität fertig, das er aus natürlichem Gestein in Form einer großen Mauer aufbaute.

Um sein Fortkommen außerhalb des Bergfaches zu suchen, hatte er sich an HAUCHECORNE gewandt. In einem Briefe vom 22. Februar 1883 macht er ihm Mitteilung von der geologischen Mauer, von den Reisen, die er „zu diesem Zweck durch größere Teile des sächsischen Granulitgebirges, der huronischen, cambrischen und silurischen Territorien des Thüringer Waldes, des Devongebietes des Harzes, der Jura- und Kreideterrains des nördlichen Vorharzes, des Trias- und Zechsteingebietes im nördlichen Thüringen, der Tertiärablagerungen in der Umgebung und des Siebengebirges“ gemacht habe. Diese Reisen seien für ihn der hauptsächlichste Wert der übernommenen Arbeit gewesen.

Über BEYSCHLAG's Doktorarbeit liegt in den Akten der Geologischen Landesanstalt je ein Referat von LORETZ und BEYRICH, deren Hauptinhalt hier wiedergegeben sein möge. Die Kartierung umfaßt $^1/_3$ Meßtischblatt und betraf sowohl das alte Paläozoikum wie das Rotliegende des Gebietes. Die petrographische Bearbeitung der Gesteine und die Bestimmung der Rotliegendflora und deren stratigraphische Auswertung ist verbunden, zwei Arbeitsrichtungen, deren Vereinigung bei den Geologen in späterer Zeit immer seltener geworden ist. LORETZ rühmt die gute petrographische Schule BEYSCHLAG's, für die Flora von Crock erklärt er sich für nicht zuständig. BEYRICH hält die Arbeit für eine „Leistung, die zu den besten Erwartungen berechtigt. Sie zeugt von gründlichem Studium, namentlich im Gebiet der modernen Petrographie, von guter Beobachtungsgabe, von besonnenem, selbständigen Urteil“. Auf die im Sommer 1880 ausgeführte Kartierung ist in den Erläuterungen zu Blatt Eisfeld, die 1885 erschienen, durch LORETZ verwiesen.

Am 6. Juni 1883 wird BEYSCHLAG in die Deutsche Geologische Gesellschaft aufgenommen; seine Bürgen sind dabei HAUCHECORNE, VON FRITSCH und LUEDECKE.

Der Doktorarbeit geht übrigens eine kleinere wissenschaftliche Veröffentlichung über *Rhacopteris sarana* voraus, einen Pflanzenfund von stratigraphischer Bedeutung, den er im Saarbrückener Karbon auf Grube Von der Heydt gemacht hatte.

Am 2. Juni 1883 beginnt BEYSCHLAG mit der geologischen Kartierung auf Blatt Heldburg; HAUCHECORNE hat sie ihm vorgeschlagen, kann ihm aber keine Besoldung in Aussicht stellen. Es ist eine Probekartierung, bei der sich ein starker Gegensatz zu der bisherigen Auffassung des benachbarten bayerischen Gebietes ergibt. BEYSCHLAG bearbeitete hier über Blatt Held-

burg hinaus das Zentrum der von den mitteldeutschen Verhältnissen abweichenden Keuperbildungen fränkischer Fazies auch im Bereich der Blätter Rodach und Rieht. Seine Aufnahmen schlossen die Lücken zwischen den gleichzeitigen Arbeiten Pröschold's im südlichen Meiningen und denjenigen von Loretz bei Koburg. Neben der Vielgliedrigkeit namentlich des Mittleren Keupers war die Verfolgung der zahlreichen Basalt- und Phonolith-Durchbrüche von Wichtigkeit. Der Anschluß an die von H. Thürach 1886 aufgenommenen bayerischen Teile der Blätter Rieht und Heldburg war erst nach schwierigen Verhandlungen möglich. An den 1895 erschienenen Erläuterungen zu diesen beiden Blättern ist Beyschlag im Meiningischen Gebiet beteiligt.

Am 1. November 1883 wird er zum Hilfsgeologen berufen „zwecks Hilfeleistung bei Prof. Dr. Weiss in der Mineraliensammlung und in der Bearbeitung der pflanzenpaläontologischen Sammlung"; das Oberbergamt Bonn verlängert seine Beurlaubung. Er durchläuft die normale Geologenlaufbahn, wird am 1. 4. 1886 Assistent bei der geologischen Landesaufnahme und Bezirksgeologe, am 1. 11. 1889 Landesgeologe. In diesen Jahren lebt Beyschlag mit jedem Eifer der geologischen Kartenaufnahme; während des Winters nimmt er von 1884—1886 die Nächte zur Arbeit am Bibliothekskatalog der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Hilfe. Die Folge waren wohl die Nöte seiner dann schwankenden Gesundheit, die ihn zu wiederholten Erholungsreisen nach dem Süden zwang.

Schon im Jahre 1884, im Sommer nach seiner Probekartierung, mußte er die Nachfolge F. Moesta's im niederhessischen Graben-, Tertiär- und Basaltgebiet übernehmen und nach entsprechenden Begehungen die Erläuterungen zu dessen Blättern der unteren Werragegend (Ermschwerd, Witzenhausen, Groß-Almerode, Allendorf) schreiben. Er legte Wert darauf, die Kartendarstellung durch Profile zu erweitern und anschaulich zu machen, die er über den damaligen Brauch hinaus zu den Blättern Allendorf und Groß-Almerode entwarf. Sie sind noch nicht der Karte selbst, sondern den Erläuterungen beigegeben. Bis 1887 folgte im Fuldagebiet die Kartierung der Blätter Melsungen und Altmorschen. Im Anschluß an Moesta beendete er Blatt Seifertshausen und Ludwigseck.

Dann muß sich Beyschlag anderen Arbeitsgebieten, dem Thüringer Wald und der Mansfelder Mulde, zuwenden. Nachdem die großen fiskalischen Tiefbohrungen der 80er Jahre, die bestimmt gewesen waren, die Fortsetzung der Wettin-Löbejüner Steinkohlenablagerung zu finden, die Unrichtigkeit der Laspeyres'schen und Em. Kayser'schen Auffassung und Darstellung des Karbon-Rotliegenden von Halle und des Saalekreises erwiesen hatten, beginnt Beyschlag im Jahre 1888 zwischen Wettin und Könnern mit der neuen geologischen Spezialaufnahme und schafft die „Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Halle a. S." im Maßstab 1:100 000. Diese Karte der Mansfelder Mulde erscheint im Jahre 1900 in seiner gemeinsamen Abhandlung mit K. von Fritsch über „Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten".

Bei den sich über Jahre erstreckenden Arbeiten im Thüringer Walde, wo an verschiedenen Stellen unabhängig von einander von Fritsch, E. E. Schmid, Weise, Bücking und Loretz tätig waren, war es bis dahin nicht möglich gewesen, eine allgemein gültige und einheitliche Gliederung namentlich der rotliegenden Bildungen zu schaffen. F. Beyschlag, E. Zimmermann und

R. SCHEIBE gingen zusammen an die Aufgabe und führten, ausgehend von dem Gebiet von Ilmenau—Manebach—Schmücke, die einheitliche Kartierung des Rotliegenden durch. Hand in Hand damit ging die Neubearbeitung des gesamten Thüringer Rotliegenden. BEYSCHLAG war hier an der Aufnahme der Blätter Suhl und Schleusingen beteiligt und kartierte außerdem in den Jahren 1887, 1894 und 1899 auf den Blättern Eisenach und Salzungen am nordwestlichen Ende des Thüringer Waldes. Das Ergebnis aller dieser Untersuchungen faßte er in seiner meisterhaften „Geognostischen Übersichtskarte des Thüringer Waldes" 1:100 000 zusammen, die schon 1897 herauskam.

In der zweiten Hälfte der 90er Jahre kehrt BEYSCHLAG in sein vorwiegend mesozoisches Arbeitsgebiet in Hessen zurück. Von 1895—1898 bearbeitet er die Kasseler Gegend mit dem Habichtswald, Blätter Wilhelmshöhe, Kassel, Besse, Oberkauffungen. Zu den Erläuterungen findet er allerdings erst 10 Jahre später die Muße, sie erscheinen 1906 und 1908. —

Zurückblickend stellen wir die Fortschritte in der technischen und wissenschaftlichen Kartenaufnahme für diese Zeit fest: Die Methoden der Feldarbeit und Kartendarstellung waren wesentlich von BEYRICH geschaffen. MOESTA war einer der ersten, die tektonische Anschauung in die Darstellung brachten. Er zeichnete die bis dahin fast verpönten Verwerfungen in seine Blätter ein, und in diese Zeit fällt der Anfang auch von BEYSCHLAG's Kartierungen. Er hatte ausgezeichneten Blick für die größeren geologischen Zusammenhänge und für deren Sichtbarmachung in Karten, verfeinerte die Arbeitsweise, baute sie aus und nahm sich in großen Berichten von grundlegender Bedeutung und in tabellarischen Farbenerklärungen der Aufstellung einheitlicher Schichtfolgen für größere Gebiete an.

Die Mängel der damaligen Meßtischblätter mit Fußhöhenkurven für exakte, geologische Feldarbeit bekämpfte er, so gut es möglich war, indem er immer und immer wieder, wie die Akten zeigen, um die Beschaffung von Forstkarten und anderen Hilfseinrichtungen, auch um die topographische Neubearbeitung geologisch besonders wichtiger Gebiete, bemüht war. Seine Aufnahmen sind durchgängig noch auf alten Meßtischblättern mit Fußkurven erfolgt; von Eisenach und Salzungen sind sie später für den Stich auf die neuen Meßtischblätter übertragen worden.

Die Karte der Mansfelder Mulde ist das beste Beispiel dafür, wie er über die topographischen Mängel der alten Kartenauflage durch geologische Neubearbeitung und Stich im kleinen Maßstab einer Übersichtskarte hinwegzukommen wußte. —

Durch seine Tätigkeit erhob sich BEYSCHLAG in steigendem Maße aus den kartierenden Geologen. BEYRICH zog ihn zur Mitarbeit bei den Revisionsarbeiten auch außerhalb seiner eigenen Arbeitsgebiete, bis hin zum Westerwald und bis zum Rhein bei Koblenz, zu. Es handelte sich zunächst wesentlich um die Revision der fertigen Aufnahmen für den Stich und um die Prüfung der Erläuterungen, also um die Druckvorbereitung. So war es mindestens schon im Jahre 1890, und aus dem Jahre 1891 nimmt in den Akten ein Fall Raum ein, in dem BEYSCHLAG zur Richtigstellung eines falschen Kartenbildes herausgeschickt wurde.

Als BEYRICH im Jahre 1896 starb, wurden die Revisionen von ihm allein ausgeführt. Förmlich übertragen wurden sie ihm aber erst und nachträglich sanktioniert mit dem 1. Januar 1898. —

Beyschlag hielt Vorlesungen an der Bergakademie seit dem Herbst 1892. Da war für ihn ein Lehrauftrag über Lagerstättenkunde geschaffen worden. Die bisher von Stelzner in Freiberg mit größtem Erfolge betriebene Lagerstättenlehre kam damit, nur drei Jahre vor dessen Tode auch an der Berliner Bergakademie zur Geltung.

1895 wurde der Lehrauftrag zu Vorlesungen auch über Geognosie erweitert, und Beyschlag hierfür zum Professor ernannt. Er vereinigte von hier ab die früher von Hauchecorne und von Beyrich geübte Lehrtätigkeit für das lagerstättliche und geologische Gebiet in seiner Person. Vorher schon hatte er die Berufung auf die Professur für Mineralogie, Geologie und Hüttenkunde an der Technischen Hochschule in Hannover abgelehnt.

Durch Erlaß vom 1. Januar 1898 wurde ihm die Professur für Geognosie und Lagerstättenlehre bei der Bergakademie in folgender Form als ein Doppelamt übertragen: „Der jetzige etatsmäßige Professor Beyschlag hat, wie er es bisher als Landesgeologe in Vertretung des verstorbenen Prof. Beyrich getan, auch künftig bei der wissenschaftlichen Leitung der geologischen Aufnahme im Gebirgslande mitzuwirken und wird zu diesem Zweck von der Abhaltung der Vorlesungen über Geognosie und Lagerstättenlehre für das nächste Sommerhalbjahr entbunden."

Beyschlag's Lehrtätigkeit war ein glänzender Erfolg. Er ragte weit über das hinaus, was damals sonst an der Bergakademie geboten wurde; bei den Studierenden war er ungewöhnlich beliebt und geschätzt. Das rühmen in Erinnerung an die eigene Studienzeit heut noch Männer in reifen Jahren, denen er damals Liebe und Verständnis für die Lagerstätten eingeflößt hat. Sie alle sind in jener Zeit durch seine Schule gegangen.

Glänzend nicht nur war sein Vortrag, sondern auch bestens durchdacht, anschaulich und abgerundet. Höhepunkte waren die geologischen Exkursionen, auf denen er auch Studierende von minderem Interesse fesselte und ein persönliches Band schuf. Es war keine abstrakte Weisheit, die er vortrug, aus ihm sprach der reiche Sinn für die geologischen Zusammenhänge, z. B. zwischen Landschaftsformen und Gebirgsbau, für die Beziehungen der Lagerstätten zur geologischen Umwelt. Es war die persönliche Kenntnis vieler Lagerstätten der europäischen Länder, um die er sich weit über den heimischen Boden hinaus in all den Jahren auf zahlreichen Reisen bemüht hatte, da ja geologisches Wissen nur so zu schaffen ist und erwandert sein will.

Nach Abgabe der geologischen Professur im Jahre 1901 und bis zur Schaffung der Bergbauabteilung an der Technischen Hochschule im Jahre 1916 las er nur noch im Winter eine zweistündige Wochenvorlesung über Kohle, Salz und Erdöl. Bis dahin war er auch während vieler Jahre Stellvertretender Vorsitzender der Prüfungskommission für Bergreferendare.

Auch die Lagerstättensammlung ist ganz Beyschlag's Werk. Er hatte mit deren Schaffung fast schon im Anfange seiner Lehrtätigkeit im Jahre 1894 begonnen und hat sie durch eigene Aufsammlung ausgewählter Erzstufen auf seinen zahlreichen Reisen ständig bereichert und planmäßig ausgebaut.

Die Revisionsarbeiten und ihre wissenschaftliche Leitung sind für Beyschlag nicht die Fortsetzung bisheriger Arbeit, sondern ein ernstes, neues Amt. Sein großer erster Bericht vom 20. Dezember 1898 über die Revisionsreisen dieses Jahres ist bezeichnend für seine Art, sich vollen Ein-

blick in das Kartenbild bei den einzelnen Bearbeitern zu verschaffen. Er hält wie später, so auch hier, mit der Kritik veralteter Darstellungsmethoden einzelner Geologen nicht zurück, drängt auf Abänderung, veranlaßt auch, daß solche Aufnahme nicht zur Veröffentlichung kommt. Immer lag ihm die Ausgestaltung der Karten am Herzen mit dem Ziel, ein stratigraphisch-tektonisch und besonders auch in der Farbengebung einheitliches Werk zu schaffen.

Daß er erst im Jahre 1906 geologische Profile und eine Mächtigkeitstafel bei den Karten 1:25 000 einführte, hat wohl seinen Grund in dem Widerstande einzelner Herren, die solche Profile, besonders im Flachlande, aus Mangel an tieferen Aufschlüssen für oft nicht darstellbar hielten. Sie sind dann bald selbstverständlich geworden. —

Den Revisionsarbeiten hat BEYSCHLAG sich auch später, als er neben SCHMEISSER zum wissenschaftlichen Direktor der Geologischen Landesanstalt aufgerückt war, soweit ihm die auf andere Aufgaben ausgedehnten Dienstgeschäfte Zeit ließen, mit Liebe gewidmet. Er führte, als die Geologenzahl um die Jahrhundertwende stark gestiegen war, gelegentlich jüngere Geologen im Felde in Schwierigkeiten ihres Gebietes ein, besprach selbst Einzelheiten der Stratigraphie an Hand der für eine Kartenlieferung aufgestellten Farbenerklärung und verwies unermüdlich auf die überragende Bedeutung des Kartenbildes für das Verständnis und die Lesbarkeit der Karte.

Die Gestaltung des Arbeitsplanes war ihm ans Herz gewachsen, die Lenkung der Arbeiten in die Richtung, die ihm für das Fortschreiten des großen Kartenwerkes und für das Können eines jeden die beste schien. Das gilt besonders auch für sein Drängen auf den Abschluß der Aufnahme schwieriger Gebiete, deren Probleme dem Feldgeologen bei seiner Arbeit besser als dem späteren Benutzer der Karte bekannt sind. Sein Sinn für die Kartendarstellung und seine Persönlichkeit halfen überall sie überwinden. —

Als nach dem Ableben von HAUCHECORNE SCHMEISSER als Erster Direktor der Geologischen Landesanstalt und Bergakademie berufen wurde, trat ihm am 1. 4. 1901 BEYSCHLAG als Zweiter, Wissenschaftlicher Direktor an die Seite und erhielt den Charakter als Geheimer Bergrat.

Ihr gemeinsames Wirken von 1901—1906 ist nach dem Tode des ersteren in dem ihm gewidmeten Nachruf von KRUSCH im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt für 1926 gewürdigt worden, der die Zusammenarbeit und das Verständnis beider für die hohen Aufgaben der Geologischen Landesanstalt hervorhebt. Hierauf sei verwiesen. BEYSCHLAG selbst hat in seiner Festrede bei Einweihung des Erweiterungsbaues der Geologischen Landesanstalt im Jahre 1913 die wissenschaftlichen Arbeiten und die weiteren Aufgaben der Geologischen Landesanstalt geschildert.

Hier heben wir, ohne auf den Ausbau der Verwaltung einzugehen, und ohne die Organisation der Behörde zu schildern, diejenigen Punkte hervor, die uns für seine Leistungen, Ziele und Gedanken als die wichtigsten erscheinen. Während 18 Jahren war er überwiegend Feldgeologe und Leiter der Kartierungen, Lagerstättenforscher und akademischer Lehrer gewesen.

Als Wissenschaftlicher Direktor leitete er die geologischen Aufnahmearbeiten im Gelände und die Fragen des Kartendruckes wie vorher, betreute

den stark vermehrten wissenschaftlichen Beamtenkörper und war um die Steigerung der Leistungen bei der Kartierung bemüht, zumal nicht nur die geologisch-agronomische Kartenaufnahme des Norddeutschen Tieflandes erweitert, sondern auch neue Kartierungsarbeiten in den Hauptbergbaugebieten des Staates, in Westfalen, im Rheinland, in Oberschlesien in Angriff genommen wurden. Die Kartierleistung stieg in den Jahren vor dem Kriege auf jährlich 40, sogar 45 Blatt, die Beyschlag als Dauerleistung anstrebte. Dazu trat in der Zusammenarbeit mit Schmeisser und bei der glänzenden Wirtschaftsentwicklung des Landes die Fülle neuer, von Geologen und der Geologischen Landesanstalt bisher nicht gepflegter Aufgaben.

Wie in der Wissenschaft das geschriebene Wort, erschien die geologische Karte bis dahin für viele nur als eine besondere Ausdrucksform abstrakter Wissenschaft. Die Karten wurden wesentlich von Gelehrten benutzt und wissenschaftlich ausgewertet; in der Wirtschaft waren sie unbekannt, und es gab Geologen, die bei Schaffung einer Karte die Geländeaufnahme nach den Tagesaufschlüssen machten und die Gruben nicht befuhren. Beyschlag schuf engeren geologischen Zusammenhang zwischen Landesanstalt und Bergbau, und seine Vorlesungen trugen dazu bei, seinen Ruf als praktischer Geologe zu begründen.

Eingehende Schilderung erfordern die jetzt in Angriff genommenen montangeologischen Aufgaben. Der Montangeologe soll nach Schmeisser „die Feststellungen der Distriktgeologen in ein Archiv zusammenfassen und in Anlehnung an die Lagerstättenkundigen wissenschaftlich einheitlich erläutern und verarbeiten; er würde auch kartographische Darstellungen der Gewinnungs- und Absatzgebiete wichtiger, nutzbarer Mineralien Preußens und der Kolonien nach Art der Eisenbahn-Verkehrsstatistik zu fertigen haben".

Da betont Beyschlag in seiner grundlegenden Darstellung vom 19. 2. 1904 die Notwendigkeit der montangeologischen Abteilung über das zu schaffende Montanarchiv hinaus; „sie hat auch die Aufgabe, die wissenschaftliche Seite der Lagerstättenkunde zu vertiefen und die wirtschaftliche Seite auszubauen. Das letztere hätte namentlich zu geschehen durch Bearbeitung und Veröffentlichung von Karten der Lagerstätten nutzbarer Mineralien und zugehörigen erläuternden Texten und Abhandlungen".

Es folgt ein ausführlicher Plan, in dem ebensowohl die Idee von Erzmonographien und der Montanstatistik, von den Erzinventuren, ganz besonders aber „Verbreitungskarten einzelner Lagerstätten oder Lagerstättengruppen im Maßstabe 1:200 000" enthalten sind.

Daraus entstand als erste der großen montangeologischen Arbeiten der Geologischen Landesanstalt unter Beyschlag's persönlicher Führung die Karte der nutzbaren Lagerstätten, für die die eben neu erschienenen schönen Blätter der topographischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1:200 000 die Unterlage bildeten.

Hier wurden die Lagerstätten einheitlicher Entstehung zu Lagerstättenprovinzen zusammengefaßt. Die Produktion dieser Lagerstättenbezirke wurde nach Menge und Wert graphisch veranschaulicht, unabhängig von den Verwaltungsbezirken. Und es entstand ein anschauliches Bild der Verbreitung unserer nutzbaren Lagerstätten, wie es bisher in dieser praktischen Form nicht

bekannt war. Auch das Nebengestein der Lagerstätten wurde gekennzeichnet, und der Charakter der einzelnen Lagerstätte, ob Gang oder Lager usw., sichtbar gemacht. Die altbekannten Namen der wichtigeren Gruben traten im Kartenbilde einzeln hervor, unter ihnen sowohl die betriebenen wie die eingestellten Gruben, auch die Größe der Förderung der einzelnen Gewinnungsstätten.

Wieviel Neues steckt in jedem einzelnen dieser Kartenblätter, herausgehoben aus Beschreibung, Zahlen und Statistik, lebendig geworden in der Durchtränkung des Kartenbildes mit geologischen Tatsachen und mit der bergbaulichen Produktion!

Der damalige Bergassessor EVERDING schaffte unter BEYSCHLAG's Leitung die erste, fast ganz Rheinland und Westfalen umfassende Lieferung dieses einzigartigen montangeologischen Kartenwerkes. Im Jahre 1907 kamen diese 8 Blätter heraus, und vor Beginn des Krieges lag das auf Preußen und die vertraglich an seine Kartierung angeschlossenen deutschen Länder beschränkt gebliebene Werk in 76 Blättern fertig vor.

Die Kartenlieferung Rheinland-Westfalen war noch nicht vollendet, da erwuchs der Geologischen Landesanstalt eine andere neuartige Aufgabe in der Lagerstättenkunde, die Berechnung der Kalisalzvorräte des vaterländischen Bodens.

Der Kalisalzbergbau hatte sich über den ursprünglich allein gebauten Staßfurter Sattel von 1890 ab sprunghaft, nach Norden über Braunschweig hinaus, nach Westen bis Hannover, ins Norddeutsche Tiefland bis Mecklenburg, andererseits nach Süden in die Mansfelder Mulde, ins Südharzgebiet und bis zur Werra ausgedehnt. Bohrungen und Grubenaufschlüsse brachten die Entdeckung von Kalisalzen, die viel wertvoller als die von Staßfurt waren.

Es war keine leichte Aufgabe, diese stürmische Entwicklung geologisch zu klären. Im Jahre 1905 wurde ihr durch die Mutungssperre der lex Gamp für Kalisalze in Preußen Einhalt getan. Der Minister verlangte von der Geologischen Landesanstalt einen Bericht über die geologische Grundlage der Monopolstellung Deutschlands in der Kalisalzerzeugung.

BEYSCHLAG hat den großen Bericht persönlich verfaßt; abgesehen von Kalusz in Galizien, seien Kalisalze außerhalb Deutschlands nicht bekannt, es bestehe die Möglichkeit, daß auch andererorts unentdeckte Kalivorkommen vorhanden sind. Darauf folgte unterm 25. August 1905 der Auftrag an die Geologische Landesanstalt zur Berechnung der Kalisalzvorräte Preußens.

In zahlreichen Grubenbefahrungen der von der Landesanstalt hiermit beauftragten Herren wurden sämtliche Kaligruben befahren, und die bei den Bergbehörden vorhandenen Materialien, Bohrungen usw. planmäßig bearbeitet. Aus der von BEYSCHLAG geleiteten Arbeit erwuchs die Denkschrift über die Kalisalzvorräte Preußens, die dann eine wichtige Grundlage für die Kaligesetzgebung war.

Andererseits war es für BEYSCHLAG's Einblick in die deutschen Kalisalzlagerstätten selbstverständlich, daß auch reicher wissenschaftlicher Segen die Arbeit befruchten mußte. Unter seiner anregenden Führung erstand bei der gewaltigen Ausdehnung des deutschen Kalibergbaues und als Ergebnis wissenschaftlicher Beobachtung und mannigfacher Überlegungen die Festschrift zum

X. Allgemeinen Deutschen Bergmannstag in Eisenach, 1907, „Deutschlands Kalibergbau".

Die geologischen Abschnitte sind auch hier von Everding verfaßt, Beyschlag's Leitung kommt in der Einleitung zum Ausdruck, die eine meisterhafte Umgrenzung des deutschen Zechsteinsalzbeckens und seiner geologischen Probleme, zugleich auch des wissenschaftlichen Fortschrittes ist.

In demselben Jahre wurde Beyschlag zum Mitglied des Ausschusses im Verbande für die wissenschaftliche Erforschung der deutschen Kalilagerstätten berufen, der bis zum Jahre 1920 die Forschungsarbeit auf vielen Hochschulen erfreulich angeregt hat, und dann bei der Gründung des Kaliforschungsinstitutes seinen Zweck erfüllt hatte.

In der Nachkriegszeit wurde die Neuordnung der Kaliindustrie bei der Überzahl der Erzeugungsstätten erforderlich; sie mußten auf die Bedürfnisse des Absatzes eingeschränkt werden. Zahlreiche Kalibergwerke wurden stillgelegt und zum großen Teil für immer unzugänglich. Beyschlag veranlaßte, daß alle diese der Stillegungsverordnung vom 22. Oktober 1921 zum Opfer gefallenen Bergwerke von einem seiner wissenschaftlichen Beamten, dem Bergrat Dr. Fulda, befahren wurden; die bemerkenswerten Aufschlüsse wurden für jedes Werk besonders dargestellt, die Befahrungsberichte im Montanarchiv der Geologischen Landesanstalt niedergelegt.

So hat Beyschlag durch eigene Arbeit und durch reiche Anregungen wesentlichen Anteil an der wissenschaftlichen Erforschung und der Aufklärung unserer deutschen Kalisalzlagerstätten, der ihm nicht vergessen werden wird.

Noch war die Festschrift zum Eisenacher Bergmannstage in Arbeit, da erwuchs der Geologischen Landesanstalt von Seiten des Ministers der Auftrag zu einer Bearbeitung unserer Eisenerzlagerstätten. In dem Erlaß vom 15. Juni 1906 heißt es: „Die immer dringlicher hervortretende Notwendigkeit einer Berechnung der auf dem Gebiete des Deutschen Reiches vorhandenen Vorräte an wichtigen nutzbaren Mineralien läßt es wünschenswert erscheinen, die Geologische Landesanstalt in stärkerem Maße als bisher mit der Aufnahme der nutzbaren Lagerstätten zu betrauen. Nachdem in dieser Richtung mit den Kalisalzlagern bereits ein Anfang gemacht ist, wird nunmehr in erster Linie eine Ermittelung der vorhandenen Eisenerzlagerstätten, und zwar zunächst für das Gebiet des preußischen Staates, zu folgen haben. Eine solche erscheint um so dringender, als die fortwährende Zunahme der in- und ausländischen Eisenproduktion die zur Zeit bekannten Eisenerzlagerstätten in steigendem Maße in Anspruch nimmt und damit den Bezug ausländischer Eisenerze im Laufe der Zeit zu erschweren droht. Unter diesen Umständen ist ein möglichst genauer Überblick über die Höhe der inländischen Eisenerzvorräte und über die Nachhaltigkeit der einzelnen Erzreviere besonders wünschenswert."

Beyschlag erfreute sich schon damals hohen Ansehens auch in der Ministerialinstanz wegen seines Blickes für die geologische Bedeutung und die wirtschaftlichen Zusammenhänge der Lagerstätten, und so heißt es weiter nur: „Da die hierbei zu befolgenden Methoden sowie die Gruppierung des gesammelten Materiales bei den verschiedenen Erzrevieren erheblich voneinander abweichen werden, sehe ich zunächst davon ab, hierfür bestimmte Direktiven zu geben, überlasse es vielmehr der Landesanstalt, geeignete Vorschläge zu machen, was sich vermutlich auch erst nach Beginn der orientierenden Arbeiten wird ausführen lassen."

Über das Ergebnis hielt BEYSCHLAG zusammen mit seinen Mitarbeitern im Mai 1909 einen Vortrag vor dem Verein deutscher Eisenhüttenleute. Die Arbeit wurde auf das übrige Deutschland ausgedehnt, und EINECKE & KÖHLER „Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches", Berlin 1910, ist die erste geologische und lagerstättliche Beschreibung unserer Eisenerzvorkommen, ein Arbeitsgebiet, auf dem damals noch alle Vorarbeiten fehlten. Das Werk ist in der glücklichen Verschweißung der wirtschaftlichen und praktischen Bedürfnisse der Bergwerks- und Hüttenindustrie mit den geologischen Tatsachen und den geographischen Bedingtheiten der Vorkommen von grundlegender Bedeutung.

Es leitet zugleich eine neue Reihe von Veröffentlichungen der Geologischen Landesanstalt, das Archiv für Lagerstättenforschung, ein. Dieses hat schon bis zum Kriege zahlreiche Hefte gebracht und ist heut die Stelle, an der in Deutschland größere lagerstättliche Untersuchungen im gemeinsamen Interesse von geologischer Forschung und Bergbau veröffentlicht werden können. —

Dem XI. Internationalen Geologenkongreß in Stockholm, 1910, lagen die Untersuchungen über die Eisenerzvorräte der Welt vor. Da die Mehrzahl der anderen Länder die Bauwürdigkeit und die wirtschaftlichen Verhältnisse so wenig behandelt hatten, daß es an brauchbaren Vergleichswerten fehlte, nahm die Preußische Geologische Landesanstalt im unmittelbaren Anschluß die Ausarbeitung eines größeren Werkes über die Stein- und Braunkohlenvorräte Deutschlands in Angriff. Die Veranlassung war die Einsicht, daß die allseits als notwendig erkannte Weiterbearbeitung der Eisenerzinventur nur dann zu einem befriedigenden Ergebnis gebracht werden konnte, wenn auch für die Kohlenvorräte entsprechende Ermittelungen durchgeführt wurden. Der Verein deutscher Eisenhüttenleute hatte schon damals auch die Berechnung der Kohlenvorräte Deutschlands gewünscht.

Die Bearbeitung wurde von BEYSCHLAG geleitet; die Fragen der Bauwürdigkeit, der Teufe, der Kohlensorten (Gaskohlen, Kokskohlen, Magerkohlen usw.) standen voran, auch die Lagerung und die Tektonik, sowie die wirtschaftlichen Gesichtspunkte wurden berücksichtigt. „Die Kohlenvorräte des Deutschen Reiches" von H. E. BÖKER sind der deutsche Beitrag zu "The coal resources of the world" und im Kongreßwerk des XII. Internationalen Geologenkongresses in Toronto, 1913, veröffentlicht. —

Auch montanstatistische Untersuchungen waren in Angriff genommen worden, deren Plan und Anfang schon in der genannten grundlegenden Denkschrift vom 19. Februar 1904 enthalten ist. Ihre Frucht ist die „Montanstatistik des Deutschen Reiches" von FLEGEL und TORNOW aus dem Jahre 1915, die ihren höheren Ausdruck später in der „Weltmontanstatistik" von MEISNER gefunden hat. Damit sollte die Allgemeinheit über die natürlichen mineralischen Grundlagen des heimischen Bergbaues wie über die Urproduktion der mit uns konkurrierenden Länder laufend unterrichtet werden.

BEYSCHLAG hat diesen Arbeiten vom Beginn seiner bergwirtschaftlichen Arbeiten bis zu seinem Scheiden aus dem Amt Leben verliehen, und er ist mit den Vorratsschätzungen und den Lagerstättenkarten über die bisherigen Formen der Lagerstättenforschung hinausgewachsen. Seine wirtschaftliche Auffassung hat er des öfteren

in Sätzen, wie dem folgenden, ausgedrückt: „Das Volk wird die wirtschaftliche Suprematie behalten oder erlangen, das es versteht, das Maximum aller wirtschaftlichen Potenzen sich zu erhalten, das es versteht — und das ist ein ewiges Gesetz —, mit dem ihm anvertrauten Pfunde am klügsten, fleißigsten und sparsamsten, mit einem Wort am getreuesten zu wirtschaften (Internationaler Kongreß für Bergbau usw., Berichte der Abteilung für praktische Geologie, S. 21, Düsseldorf, 1910). —

Als der Krieg ausbrach, stellte er die Geologische Landesanstalt vom ersten Tage an in den Dienst der vaterländischen Sache. Schon am 5. August 1914 bot er dem Kriegsministerium die Mitwirkung seiner Geologen zur Wasserbeschaffung für Lazarette usw. an. Sehr bald wurden zwei Geologen der Landesanstalt von der Medizinalabteilung des Kriegsministeriums für Wasserversorgungen auf dem östlichen Kriegsschauplatz, in Nordpolen, Südpolen und Galizien angefordert. Es entwickelte sich eine ausgedehnte Arbeit, einerseits in der Auskunfterteilung an militärische und zivile Dienststellen und in der Beschaffung von Karten, andererseits in der Nachweisung von Erzen und sonstigen Rohstoffen, in Wasserversorgungsfragen der Kriegsschauplätze und der besetzten Gebiete im Osten und Westen.

Es ist nicht angängig, über die Vielseitigkeit der Aufträge, über die Hilfsbereitschaft und Tatkraft Beyschlag's, auch als die Zahl der noch zur Verfügung stehenden Geologen der Geologischen Landesanstalt immer stärker zusammenschrumpfte, Einzelheiten zu bringen. Von größeren Aufgaben seien aber folgende genannt: Der Zivilverwaltung in Warschau war ständig einer der älteren Landesgeologen beigegeben, und nach Belgien wurden vom September 1916 ab die Herren Leppla und Keilhack angefordert; sie haben besonders für die dortigen hydrologischen Bedürfnisse gearbeitet.

Die Zusammenarbeit mit unseren Verbündeten führte zu ausgedehnten lagerstättlichen und bergwirtschaftlichen Arbeiten einzelner Herren der Geologischen Landesanstalt in den Balkanländern, in Kleinasien und Syrien. Beyschlag selbst hat Lagerstätten Serbiens und Bulgariens, sowie im Baltikum auf militärisches Anfordern hin wiederholt untersucht.

Diese Tätigkeit von Beamten der Geologischen Landesanstalt hat ihren Schwerpunkt in Fragen der Rohstoffbeschaffung, der Lagerstätten und der Bergwirtschaft. Die Kriegsgeologie im engeren Sinne, die technische Mitwirkung von Geologen bei den Wasserfragen der Front, beim Ausbau von Stellungen usw. hat bei den militärischen Stellen erst spät Verständnis gefunden.

Wie mannigfach und umfassend diese bergwirtschaftliche Tätigkeit war, ist aus einem besonderen Anlaß in einem Bericht vom 14. Mai 1917 niedergelegt, der in vielen Dutzenden von Nummern über die Untersuchung und Beurteilung einzelner Lagerstätten und die Leitung von Aufschlußarbeiten hinaus auch zahlreiche selbständige Untersuchungen für Kriegszwecke und Denkschriften von grundlegender Bedeutung enthält (J. N. 2831/17). Die Liste mit der Riesenfülle von Kriegsaufgaben zeigt, wie Beyschlag in den Kriegsjahren ganz und gar in den Lagerstätten und in der Bergwirtschaft lebte. Im einzelnen soll dabei hier seine Denkschrift „Über die Möglichkeit und Notwendigkeit einer Versorgung des Deutschen Reiches mit Mineralölen aus inländischen bituminösen Gesteinen" genannt sein.. Er hat die Ölschieferfrage mit Feuereifer

betrieben, und nach schwierigen und zeitraubenden Vorarbeiten — bei denen die Ausnutzung von 95% Rückständen immer mehr in den Vordergrund trat — ist es schließlich zu einem Versuchsbetrieb bei Schandelah gekommen.

Bald nach Versailles traten mannigfache andersgeartete Aufgaben hinzu. Wir nennen nur die Arbeiten BEYSCHLAG's zur Bewertung der Kali- und Erdölgruben im Elsaß und von Eisensteinfeldern im abgetretenen Minettegebiet Lothringens. —

Schon lange vor Beendigung des Krieges bestand bei einsichtigen Kennern der wirtschaftlichen Verhältnisse die Sorge um die übermäßige Inanspruchnahme unserer heimischen Erzvorräte, und so war BEYSCHLAG durch Erlaß des Herrn Ministers vom 7. Mai 1918 berufen worden, „die Königl. Geologische Landesanstalt künftig in verstärktem Maße der bisher schon mit erfreulichem Erfolge von ihr behandelten Aufgabe einer planmäßigen Erforschung der inländischen Lagerstätten, nicht nur der Blei- und Zinkerze, sondern auch anderer volkswirtschaftlich wichtiger Mineralien zu widmen.... Je dringlicher die Heimat nach Mineralien verlangt, und je schwieriger sich infolge Mangels an Schiffsraum, Rücksichten auf Zahlungsverhältnisse und übelwollende Gegner ihre Zufuhr aus dem Auslande gestalten wird, umso notwendiger wird es sein, die im Inlande vorhandenen Vorkommen, sowohl die schon bekannten als auch die noch neu aufzufindenden, in wirksamster Weise zu erschließen und nutzbar zu machen.... Die Landesanstalt wird bei den einschlägigen Überlegungen mannigfach helfen können und müssen, indem sie auf Grund umfassender Untersuchungen über und unter Tage Anregungen zu Versuchen gibt, und die Unternehmer bei der Feststellung der am meisten Erfolg versprechenden Arbeiten von Amts wegen berät.... Besondere Aufmerksamkeit wird allgemein den verliehenen, aber nicht betriebenen Grubenfeldern zu widmen sein".

Hieraus erwuchs gleich nach Kriegsende die wirtschaftliche Durchmusterung der im Lande verliehenen Bergwerksfelder, wofür der Plan in allen Einzelheiten von BEYSCHLAG persönlich aufgestellt wurde; über die Untersuchung der stilliegenden Betriebe hinaus, die sogenannte Felderinventur. In den „Charakterblättern" der Felderbesitzkarten sind für jedes Bergwerksfeld die Tatsachen der Lagerstätte niedergelegt, die aus der Verleihung, aus früherem Betrieb oder sonstwie festzustellen waren. —

Während 20 Jahren hat BEYSCHLAG die hier in ihren Grundzügen geschilderten Lagerstättenschätzungen und -inventuren geschaffen und durchgeführt, die Methoden entwickelt und arbeitsfreudige Mitarbeiter herangebildet. Es ist der Ausbau der bis dahin die geologische Karte schaffenden Landesstelle zur Zentralstelle für Wirtschaftsgeologie.

In seiner bedeutenden Festrede aus dem Jahre 1913 hat BEYSCHLAG auch der praktischen Arbeiten der Geologischen Landesanstalt in technisch-geologischen Fragen gedacht, die sich in neueren Jahren über die Bearbeitung einiger Einzelfragen und die gutachtliche Tätigkeit weniger Geologen hinaus gewaltig entwickelt habe. Er zählt dort den damals erreichten Umfang dieser amtlichen Tätigkeit auf.

Wir verweisen auf seine eigenen Arbeiten und seine reiche persönliche Erfahrung in den Fragen der Wasserversorgung, der Heilquellen usw. Er gab

den Bearbeitern nicht selten genaue Direktiven und hat über Fragen von größerer Bedeutung für die Allgemeinheit manchen inhaltsreichen Aufsatz niedergeschrieben, so über die sehr verschieden gelagerten Wassernöte von Breslau, Bremen, Hannover, Magdeburg, auch Oberschlesien.

Der Stadt Kassel war er von den jungen Jahren seiner Kartierungen in Hessen bis in den Ruhestand treuer geologischer Berater. Beim Kaligebiet jenseits des Thüringer Waldes hat er von seiner Kartierung bei Eisenach und Salzungen und der Erschließung des Werrakalibeckens an in jahrzehntelanger Zusammenarbeit mit dem Bergbau in praktischen Fragen ein großes Maß von Erfahrung und wissenschaftlicher Beobachtung in seinen Berichten ausgewertet.

Unvergleichlich viel mehr noch liegt von solchen technischen Beobachtungen in den Archiven der Geologischen Landesanstalt und wird den Jüngeren immer wieder Hilfe und Belehrung sein. Niemals wird man in technisch-geologischen Dingen auf die ganz große Bedeutung der persönlichen Erfahrung verzichten können. Beyschlag selbst war einer der ersten Geologen, der die Ergebnisse geologischer Forschung, Kenntnis und Erfahrung der Praxis nutzbar gemacht hat. Auch dadurch verschaffte er dem Geologen in Deutschland Geltung.

Er hat von diesen Arbeiten, die aus naheliegenden Gründen für weitere Kreise meist nicht in Frage kommen, leider nur einiges veröffentlichen können, sonst hat er hierfür und für Lagerstättenaufsätze gern die „Zeitschrift für praktische Geologie" verwendet; er hat ihr warmes Interesse bewahrt, vom ersten Aufsatz im ersten Bande ab (1893) bis zur Eröffnung des 26. Bandes mit seinem Aufsatz „25 Jahre Zeitschrift für praktische Geologie" (1918) und bis in den Ruhestand. Viele Jahre war er Mitherausgeber.

Die wissenschaftliche Beamtenschaft der Geologischen Landesanstalt hat sein überragendes Können auf dem Gebiet der technischen Geologie dadurch anerkannt, daß sie im Festbande des Jahrbuches zu seinem 70. Geburtstage (1926) überwiegend Aufsätze aus der praktischen Geologie vereinigt hat. —

Wir wenden uns dem Ausbau der Geologischen Landesanstalt in den Jahren, seit Schmeisser und Beyschlag ihre Direktoren waren, zu. Als jener am 1. März 1906 als Berghauptmann nach Breslau berufen wurde, trat Beyschlag nach einem Interregnum, während dessen sich das Kollegium der Landesgeologen tatkräftig für ihn als zu berufendes Haupt der Behörde einsetzte, am 1. April 1907 als alleiniger Direktor an die Spitze der Geologischen Landesanstalt. Im Jahre 1914 wurde er zum Geheimen Oberbergrat ernannt, nach dem Kriege ihr Präsident. Das bei Schmeisser's Dienstantritt noch bestehende Kuratorium ist im Beamtenverzeichnis vom Jahre 1903 ab nicht mehr genannt.

Die gemeinsame Leitung der Geologischen Landesanstalt und der Bergakademie war also seit 1907 gelöst; in den nachfolgenden Jahren vollzog sich die Trennung der Verwaltungseinrichtungen, bis die Bergakademie im Jahre 1916 als Bergbauabteilung in die Technische Hochschule einging. Für Beyschlag ist hiermit eine über den normalen Dienstbetrieb weit hinausgehende, ungewöhnliche Verwaltungsarbeit und Umgruppierung der verschie-

densten Einrichtungen verbunden gewesen; die Auseinandersetzung betraf selbst die Teilung von Sammlungen, der Bibliothek usw.

Hierbei hatte die Bergakademie den Vorrang hinsichtlich des Lehrbetriebes, die Geologische Landesanstalt mit der geologischen Forschung. So ging z. B. die mineralogische Sammlung an jene, das geologische Landesmuseum mit der wertvollen Lagerstättensammlung verblieb der Geologischen Landesanstalt, in beiden Fällen unter Abtrennung einer Lehr- und Vergleichssammlung für die andere Seite. Bei dem geübten verständigen Verfahren wurde die Trennung schließlich befriedigend gelöst.

Der Ausbau der geologischen Kartierung und der weiterhin noch anzuführenden Einrichtungen drückt sich zahlenmäßig in folgender Tabelle aus. Bei BEYSCHLAG's Eintritt als wissenschaftlicher Direktor, als alleiniger Direktor und bei seinem Scheiden aus dem Amt waren nach dem amtlichen Personalverzeichnis der Geologischen Landesanstalt vorhanden:

1. 12. 1900	31. 12. 1906	1. 4. 1923
1 Direktor	2 Direktoren	1 Präsident
		5 Abt.-Direktoren
11 Landesgeologen	15 Landesgeologen	17 Landesgeologen
	2 Sammlungskustoden	5 Sammlungskustoden
6 Bezirksgeologen	14 Bezirksgeologen	16 Bezirksgeologen
21 Hilfsgeologen	29 Geologen	11 Geologen und
		7 auf Probe
	4 Bergassessoren	10 Bergräte und Bergassessoren
	1 Wissenschaftl. Hilfsarbeiter	2 Assistenten
8 Freiwillige Mitarbeiter	9 Teilnehmer a. d. geol. Aufnahmearbeiten und Freiwillige Mitarbeiter	8 Teilnehmer a. d. geol. Aufnahmearbeiten und Freiwillige Mitarbeiter
7 Chemiker	7 Chemiker	14 Chemiker
14 Zeichner	16 Zeichner	1 Topograph
		24 Kartographen
68	99	121

Die Tabelle läßt erkennen, daß nach SCHMEISSER's Amtsantritt, und nachdem BEYSCHLAG wissenschaftlicher Direktor geworden war, zunächst die geologische Kartierung ihren großen Ausbau gefunden hat. Sie bleibt durchaus im Vordergrunde. Ein jeder kartiert, bis im Herbst die Beendigung der Feldarbeit verfügt wird. Die dringenden, sonstigen Arbeiten, Untersuchung von Bohrungen, Verfolgung von Eisenbahn- und anderen Neuaufschlüssen, Bearbeitung amtlicher Gutachten usw., wird in die Feldarbeit eingeschaltet, alles andere auf den Winter verschoben. So ist es auch bei den Dezernenten.

Unter BEYSCHLAG's alleiniger Leitung der Geologischen Landesanstalt findet die allmähliche Umgruppierung des geologischen Beamtenkörpers durch höheren Aufstieg und Schaffung besserer Beförderung statt; die übertriebene Zahl der früheren „Hilfsgeologen" ist verkleinert, einige wissenschaftliche

Sammlungskustoden und auch Assistenten, die bei der Kartenaufnahme nicht mitwirken, sind dazugekommen; die chemischen Laboratorien und kartographischen Büros sind ausgebaut worden.

Beyschlag war zu allen Zeiten auf die verschiedenen Dienstzweige seiner Behörde in gleicher Weise bedacht, immer darum bemüht, nichts verkümmern zu lassen und auch keinen Teil bei der ihm am Herzen liegenden Sparsamkeit übertrieben zu entwickeln. Für ihn gab es in seinem Tun und in seiner Einstellung zum Dienst und zu seiner Beamtenschaft nur das Allgemeinwohl. Im Jahre 1919 schreibt er an einen älteren Landesgeologen: „Staatsdienst heißt nach meiner Überzeugung unbedingte Unterordnung der persönlichen Wünsche unter die Bedürfnisse der Allgemeinheit. Ich weiß, daß viele, auch meiner Beamten der Geologischen Landesanstalt, diese meine Auffassung für zu hart halten und glauben, daß es eine Verständigungsmöglichkeit zwischen den persönlichen Wünschen und den Bedürfnissen der res publica gibt; ich glaube das nicht, mag aber anderen meine Überzeugung nicht aufdrängen." —

„Arbeiten allein ist unsere Rettung. Die neue Zeit verlangt von uns Gebildeten vorbildliche Leistungen und Aufopferung. Nur auf diese Weise werden wir die Massen wieder zur Einkehr, Zucht und Nachahmung gewinnen."

„Der hilfreichste Eifer der Jugend kann die Erfahrungen und den geläuterten Geschmack der Alten nicht entbehren." —

Von jedem wünschte er Einordnung in das behördliche Wollen, selbst in Dingen, die nicht immer von überragender Bedeutung waren, und bei der Anhänglichkeit, mit der seine Beamten seiner Führung folgten, war es ein Beamtenkörper, in dem alle das Beste zu leisten bemüht waren.

Andererseits war er auch auf das persönliche Wohl, auf die Förderung seiner Beamten immer und überall bedacht. Wie hat er sich z. B. in den Inflationsjahren gemüht, die vielerlei Härten des Lebens und des Dienstes den Beamten weitherzig und großzügig zu erleichtern. Wo es zu helfen galt, sprang er nicht selten selbst ein.

Im Jahre 1921 wurden durch Erlaß des Herrn Ministers „Vorschriften über die Ausbildung und Prüfung der Anwärter für Geologenstellen bei der Geologischen Landesanstalt" geschaffen und zwei Staatsprüfungen eingeführt. Die Bestimmungen waren von Beyschlag ausgearbeitet; er verstand es, die außerplanmäßigen Geologen von der Notwendigkeit zu überzeugen, sich der Prüfung noch nachträglich freiwillig zu unterziehen. Die Erreichung vollständiger Gleichstellung mit den anderen höheren Beamtengruppen war der Erfolg. —

Wir müssen hier einiger Einrichtungen gedenken, deren Gestaltung im wesentlichen sein persönliches Werk ist, und deren Werden auch die jetzt lebende Generation nicht vergessen sollte:

So sind die Archive eine heute ganz selbstverständliche Einrichtung: Schmeisser schuf bald nach seinem Dienstantritt das Bohrarchiv, und die Untersuchung der Tiefbohrungen des ganzen Staatsgebietes wurde in die Wege geleitet, ebenso seit 1903 die planmäßige Verfolgung der bei Eisenbahnbauten entstehenden, vielfach vorübergehenden Aufschlüsse. Keilhack hat damals unter Assistenz von vier jungen Geologen die zahlreichen alten Flachlandsbohrungen bearbeitet und zum Grundstock des Bohrarchivs gemacht.

Dezernent war zunächst ein Landesgeologe, der im Sommer wie jeder andere Geologe kartierte. Das Archiv wurde in dieser Zeit durch junge Geologen betreut, die immer für einen Monat aus dem Gelände zurückgerufen wurden. Erst viel später kam es zu einem besonderen Bohrkustos.

Die von SCHMEISSER beabsichtigte Schaffung eines Montanarchivs ist schon in den Anfängen durch die Arbeiten an der Lagerstättenkarte ins Hintertreffen gekommen: Bergwirtschaftliche Nachrichten aus Zeitschriften und der Tagespresse wurden planmäßig gesammelt. 1909 wird das Kolonialarchiv gegründet. Im Jahre 1914 entstand aus der Verfolgung der bergwirtschaftlichen Zeitfragen die regelmäßig erscheinende „Lagerstättenchronik".

Erst in den Nachkriegsjahren kam es zum Ausbau und zur Konzentrierung des Montanarchivs. Die Teilarchive für Erdöl, Kalisalz usw. wurden in einer Hand zu einem damals neu geschaffenen Dezernat vereinigt. Jetzt wurden Kataloge und sonstige Nachweise geschaffen, auch die in den vorangegangenen Jahren entstandenen Archive für Heilquellen und für Wasser angeschlossen. Berichte, Beobachtungen und Untersuchungen der verschiedensten Art, besonders auch aus der angewandten Geologie, die bisher in den Akten in Vergessenheit geraten und vergraben waren, flossen im Montanarchiv zusammen und wurden den Zwecken der Geologischen Landesanstalt nutzbar gemacht.

Einen anderen Sinn hat das „Archiv für geologische Nachrichten", in dem die für die spätere geologische Kartierung und für die Neuaufnahme wichtigen Feldbeobachtungen und wissenschaftlichen Dinge nach Meßtischblättern geordnet gesammelt werden.

Es ist ein Weg von 20 langen Jahren gewesen, der Aufbau der Archive. Sie sind bei der Mannigfaltigkeit und den verschiedenen Aufgaben der Geologischen Landesanstalt in wissenschaftlicher, bergwirtschaftlicher und technischer Hinsicht eine vielseitige und nützliche Institution geworden, die ihr Schöpfer in den letzten Jahren seiner Amtszeit bei Besuchen von Behörden usw. gern vorführte. —

Das schon in der Satzung der Geologischen Landesanstalt verankerte Geologische Landesmuseum hat BEYSCHLAG immer ganz besonders am Herzen gelegen. Ursprünglich einem Landesgeologen im Nebenamt unterstellt, der die Verwaltung und Ordnung im wesentlichen nur in den Wintermonaten vornehmen konnte, wurde auf sein Betreiben im Jahre 1901 eine Sammlungskustodenstelle geschaffen; 1908 bzw. 1909 folgten zwei Assistentenstellen. So wurde allmählich ein eigener Stab für die wissenschaftlichen Aufgaben des Geologischen Landesmuseums geschaffen.

Die Unterbringung der großen Sammlung stieß natürlich auf erhebliche Schwierigkeiten. BEYSCHLAG wurde ihrer Herr, indem er in den Erweiterungsbauten der Landesanstalt möglichst viele Sammlungsräume vorsah und diese mit den nötigen Schränken ausstatten ließ. Bestand das Landesmuseum im Jahre 1908 abgesehen von den Schauvitrinen aus 110 hohen Sammlungsschränken, so waren es 1924 etwa 700.

BEYSCHLAG forderte und förderte die Bearbeitung des zusammengetragenen reichen Sammlungsmaterials. Während bis 1907 nur gelegentlich auswärtige Mitarbeiter die Sammlung benutzten, wurden seitdem systematisch möglichst

viele Bearbeiter des Materials auch von außerhalb herangezogen. Die Sammlung wurde in immer weiteren Kreisen bekannt, das Ergebnis ist die große Zahl der im Katalog von Dienst & Gothan aufgeführten Originale. Geologische Sammlungen sind ein nicht zu ersetzendes wissenschaftliches Forschungsmittel.

Die als Beyschlag's Schöpfung schon genannte Lagerstättensammlung wurde auch nach dem Weggange der Bergakademie ständig gepflegt und zu einer umfassenden Sammlung der wichtigsten Vorkommen nutzbarer Erze und Gesteine ausgebaut.

1914 nahm der von Beyschlag schon lange gehegte Plan eines Museums für angewandte Geologie feste Gestalt an, da der Lichthof mit dem Wegzug der Bergakademie frei werden mußte. Die für 1915 vorgesehene Ausstellung in Düsseldorf „Aus 100 Jahren Kultur und Kunst" sollte von der Landesanstalt beschickt werden, und das ausgestellte Gut das Skelett für die Schausammlung im Lichthof bilden.

Als die wissenschaftlichen Beamten eben aus dem Kriege zurückzukehren begannen, greift Beyschlag seine Idee tatkräftig auf und verfügt unter dem 22. November 1918: „In diesem Winter ist die Errichtung des Museums für praktische Geologie energisch zu betreiben. Zunächst bedarf es der Aufstellung von Plänen für einzelne Gruppen und Darstellungen", und er schreibt weiter: „Das im Lichthof unterzubringende Museum soll eine Darstellung der wichtigsten mineralischen Rohstoffe geben, welche die Grundlage unserer Industrie bilden. Diese Rohstoffe sollen — geordnet nach der nutzbaren Materie (Kohle, Salz, Blei, Graphit, Schwefel u. dgl.) — veranschaulicht werden in bezug auf Vorkommen, Beschaffenheit, Vorrat und Produktionsmengen, Verwendung (letztere nur andeutungsweise). Die Darstellung umfaßt also Proben der Rohmaterialien, geologische und topographische Veranschaulichung der Verbreitung und des Vorkommens, statistische Angaben über Vorrat und Produktion, Handel, Verwertung nebst kurzen, erläuternden Notizen. Die Darstellungen sind möglichst mannigfaltig zu halten. Ausländische Bezugsquellen, für uns fehlende Rohstoffe oder mit uns konkurrierende Vorkommen sind zu berücksichtigen."

Damit beruft er eine Geologenkommission. In den dann folgenden regelmäßigen Sitzungen ist er emsig bemüht, allen Gedanken und Plänen Richtung und Gestalt zu geben und die schwierige, aus dem Nichts zu schaffende Arbeit vorwärts zu bringen, so groß besonders die Nöte der Inflationsjahre bei der Beschaffung von Materialien, Geräten, Mobiliar, Modellen usw. waren. Der weitere Aufbau wurde schließlich einem eigenen Sammlungsbeamten übertragen.

Die Entwicklung der Sammlung lag ihm so am Herzen und war ihm in den für die Öffentlichkeit bestimmten Schausammlungen so sehr Volksbildungsmittel, daß er auch die Erfahrung anderer Museen nutzbar zu machen suchte und Besichtigungsreisen von Sammlungsbeamten veranlaßte. Im Museum für angewandte Geologie hat Beyschlag den letzten großen Plan seines amtlichen Schaffens noch werden sehen. —

Auch um den Ausbau der Zeichnerbüros war er seit der Erweiterung der geologischen Kartierung bemüht. Die Vermehrung ihres Personals ist in der obigen Tabelle enthalten; beim Scheiden aus dem Dienst sagt er:

„Die Zeichnerbüros sind von ursprünglichen Kartenkorrekturstellen zu Ateliers entwickelt worden, die jede Form und Methode kartographischer und graphisch-künstlerischer Reproduktion beherrschen". —

Die chemischen Laboratorien bestanden im Jahre 1901 lediglich für analytische Zwecke der geologischen Kartierung, nämlich das Laboratorium für Bodenuntersuchungen (mit fünf Chemikern) und das Laboratorium für Gesteins- und Mineralanalyse (mit zwei Chemikern). Beide Laboratorien waren mit analytischen Arbeiten überlastet, auch wissenschaftliche Untersuchungen mußten zurücktreten.

Von da ab wurde die Zahl der Chemiker allmählich verdoppelt (vgl. die Tabelle), so daß auch wissenschaftliche und technische Untersuchungen durchgeführt werden konnten, die zum großen Teil von BEYSCHLAG angeregt und befruchtet wurden und seine bereitwillige und tatkräftige Förderung beim Anfordern neuer Stellen fanden.

Die Erweiterung der Arbeiten und der Ausbau der Laboratorien wurde auch durch die praktischen Forderungen der Kriegs- und Nachkriegsjahre begünstigt, die Arbeiten lagen nicht mehr allein auf dem Gebiete der Boden- und Gesteinskunde. So wurden jetzt z. B. zahlreiche Aufbereitungsverfahren heimischer Rohstoffe ausgearbeitet; im einzelnen verweisen wir nur auf folgendes:

In der Technik der Wasserreinigung schuf das Laboratorium der Geologischen Landesanstalt das Permutitverfahren, die Nachbildung des natürlichen Austauschkomplexes der Böden in körniger, leichtdurchlässiger Form für die Enthärtung und Enteisenung von Wasser. Ist dieses Verfahren aus bodenkundlichen Arbeiten hervorgegangen, so gelang andererseits die Klärung der Ursachen der Versäuerung ertragsarmer Böden sowie auch die Bestimmung des Säuregrades des Bodens vermittels eines leicht verwendbaren und viel begrüßten Feldapparates.

Überhaupt trat in der Bodenkunde in den späteren Jahren die wissenschaftliche Laboratoriumsarbeit mehr in den Vordergrund, Verwitterung, Austauschvorgänge, Zusammenhang zwischen Boden und Düngung. —

Wenn wir so den Ausbau wichtiger Institutionen der Geologischen Landesanstalt sehen, muß auch der Liebe BEYSCHLAG's für die gemeinsamen Aufgaben der deutschen geologischen Landesanstalten gedacht werden. Im Jahre 1904 fand unter SCHMEISSER die erste Direktorenkonferenz in Eisenach statt. Die Notwendigkeit der Zusammenarbeit ergab sich schon in dieser Sitzung, wo BEYSCHLAG über folgende Fragen vortrug:

Grundsätze für die Bearbeitung von Grenzblättern und Enklaven,

Gemeinsame Bearbeitung von Übersichtskarten unter Berücksichtigung neuen handschriftlichen Materials,

Gleichmäßige Farbengebung der Karten,

Gemeinsame Begehungen behufs Klärung wissenschaftlicher Fragen und zur Herbeiführung übereinstimmender Kartendarstellungen. —

Am Ende der Tagung wurde einmütig beschlossen, sie zu einer alljährigen Einrichtung zu machen; sie hat nach dem Willen von BEYSCHLAG, bis er in den Ruhestand getreten ist — außer einer durch die Kriegsverhältnisse bedingten Unterbrechung — jedes Jahr im Herbst in Eisenach getagt.

Es ist hier nicht der Raum, über die inhaltsreichen Verhandlungen jener Jahre zu berichten. Wenn die Protokolle auch nicht ins geologische Schrifttum übergegangen sind, so sind sie doch regelmäßig an zahlreiche amtliche Stellen versandt worden und legen Zeugnis nicht nur von wissenschaftlichen Fragen ab, die dort im Interesse der geologischen Kartenaufnahme behandelt worden sind, sondern besonders auch von dem Sinn Beyschlag's für die Überwindung mancher Eigenart der einzelnen Geologischen Landesanstalten und für ihre Zusammenführung zu in Farbe und Darstellung einheitlichen Karten im großen deutschen Vaterlande.

Er war sich mit dem um die Geologie des deutschen Bodens besonders verdienten angesehenen Chef der Sächsischen Geologischen Landesanstalt, Hermann Credner, schon vor dem Kriege dahin einig, daß die zweite Auflage der geologischen Spezialkarte der deutschen Länder eine Einheit sein müsse. Der gemeinsamen Absicht ist nach dem Tode von Credner der Erfolg versagt gewesen. Und im Jahre 1919, in der ersten Direktorenkonferenz nach dem Kriege, erreichte Beyschlag für das größere Deutschland die Zuziehung des Direktors der deutsch-österreichischen Staatsanstalt zu den weiteren Direktorenkonferenzen.

Die Zusammenarbeit der Geologischen Landesanstalten sollte nach Beyschlag nicht nur in gemeinsamen Beratungen, sondern in gemeinsamem Handeln bestehen, und so verdanken ihm die deutschen Geologen, daß beispielsweise das erstmalig für das Jahr 1906 herausgegebene Verzeichnis der geologischen Literatur über das Aufnahmegebiet der Preußischen Geologischen Landesanstalt vom Jahre 1907 ab unter Zusammenarbeit aller Geologischen Landesanstalten zu einem jährlichen Literaturbericht über die Geologische Literatur Deutschlands ausgebaut worden ist. Das Unternehmen hat für einzelne Teilgebiete Vorgänger, besonders in der von v. Dechen begonnenen Sammlung der geologischen und mineralogischen Literatur von Rheinland-Westfalen.

Daneben sind dann Literaturzusammenstellungen einzelner Gegenden von den deutschen Geologischen Landesanstalten herausgegeben worden, z. B. im Jahre 1912 das „Repertorium der Geologischen Literatur über das Harzgebirge" von Erwin Schulze, und im Jahre 1913 „Die Geologische Literatur der Provinz Schlesien und der Nachbargebiete" von Michael & Quitzow, im Jahre 1921 „Die Geologische Literatur der baltischen Ostseeprovinzen" von Fritz M. Behr.

Dieser für wissenschaftliches geologisches Arbeiten in Deutschland wichtigen Schöpfung folgt auf der Direktorenkonferenz des Jahres 1910 Beyschlag's Anregung zur Bearbeitung eines Katalogs der geologischen Karten von Deutschland. Da die Direktoren einzelner Landesanstalten ihre Behörden damals durch Kartierungsarbeiten zu sehr belastet sahen, nahm er den Gegenstand später allein in Angriff und berichtete auf der Direktorenkonferenz im Jahre 1921, daß die Bibliothek der Preußischen Geologischen Landesanstalt mit der Schaffung eines solchen Kataloges beschäftigt sei, der neben den selbständigen Karten die besonders wichtigen, in Büchern und Zeitschriften zerstreuten Karten, außer den geologischen Karten auch die Lagerstättenkarten enthalten werde.

Der Kartenkatalog ist u. W. wegen der Nöte der Inflation, bei denen z. B. das bis dahin in zwei Bänden erscheinende Jahrbuch der Geo-

logischen Landesanstalt auf einen Band von 500 Seiten zusammenschmolz, nicht gedruckt worden. Heut ist er ein im deutschen Bibliothekwesen einzig dastehendes Hilfsmittel der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Wegen der Bedeutung der Direktorenkonferenzen für die Zusammenführung der Geologischen Landesanstalten verweisen wir hier ferner auf das Geologische Bäderbuch. Das bekannte, unter Mitwirkung des Kaiserlichen Gesundheitsamtes verfaßte Deutsche Bäderbuch (Leipzig 1907) hat einen von K. KEILHACK verfaßten, allgemeinen geologischen Teil. BEYSCHLAG wünschte auf der Direktorenkonferenz 1912 als Gegenstück zu diesem, das im wesentlichen die chemischen und auch die klimatischen Verhältnisse berücksichtigt, eine geologische Darstellung der deutschen Mineral- und Heilquellen zu schaffen.

Im folgenden Jahre legt er zusammen mit A. LEPPLA einen speziellen Plan vor; die Herren LEPSIUS, DEECKE und LEPPLA werden als Kommission dazu bestimmt, die Gestaltung des Buches an einigen Beispielen vorzuführen. Im Heilquellenarchiv der Geologischen Landesanstalt liegt der Plan, den LEPPLA damals für Wiesbaden ausgearbeitet hat. Möge er später zur Ausführung kommen; denn darüber starb LEPSIUS, und brach der Krieg aus. —

Im Jahre 1920 entwickelte BEYSCHLAG auf der Direktorenkonferenz seinen Plan, auf Grund der Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1:200 000 eine geologische Übersichtskarte von Deutschland zu schaffen. Von dieser topographischen Karte waren die ersten Blätter im Jahre 1899 erschienen, und die Elsaß-Lothringische Geologische Landesanstalt hatte auf deren Grundlage im Jahre 1904 das geologische Übersichtsblatt Saarbrücken (Erläuterungen hierzu von VAN WERWECKE 1906) veröffentlicht. Zahlreiche Blätter, unter ihnen auch die der Umgebung von Berlin, seien in Bearbeitung bzw. im Druck, „und wir hoffen, daß die übrigen Geologischen Landesanstalten und auch Deutsch-Österreich, das ja Karten gleichen Maßstabes hat, sich entsprechend der bereits früher gemachten Zusage recht bald anschließen, so daß eine nach Maßstab, Koordinatennetz und Farbengebung einheitliche geologische Karte des deutschen Sprachgebietes entsteht. Einen Veröffentlichungsplan werden wir aufstellen und mitteilen."

Da die nach dem früheren Stande der geologischen Wissenschaft und des Kartenwesens hervorragende geologische Übersichtskarte von Deutschland in 1:500 000 von LEPSIUS, zumal bei dem Mangel jeder tektonischen Darstellung, veraltet ist, bedeutet die neue Übersichtskarte einen großen Fortschritt. Die Vorarbeiten zu der Karte weisen in den Akten der Geologischen Landesanstalt auch nach, welches Maß von Überlegung, welche Beratungen, Verhandlungen, Versuche und Vorarbeiten erforderlich sind, ein solches neues Werk entstehen zu lassen! Wer geologische Karten benutzt, ohne selbst daran gearbeitet oder mitgearbeitet zu haben, weiß hiervon im allgemeinen nichts und nimmt ihren arbeitgesegneten Inhalt als selbstverständlich hin. BEYSCHLAG hat über diese Einstellung vieler nichtkartierender Geologen zu dem Geschenk, als das eine geologische Karte empfunden werden müßte, wiederholt geklagt, z. B. in seinem Vortrag über „Die Erdkarte" auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Breslau 1922.

Daher möge hier als Beispiel für die Vorarbeiten zu der neuen geologischen Übersichtskarte 1:200 000 folgendes gesagt sein. Sie lehnt sich in keiner Weise an das Blatt Saarbrücken aus dem Jahre 1904 an. Im Jahre 1911 hat Beyschlag dem Kollegium der Geologischen Landesanstalt die damals herausgekommene geologische Karte des Königreichs Sachsen 1:500 000 unterbreitet und eine Karte dieses Maßstabes und in ähnlicher Ausführung, durch Billigkeit der Allgemeinheit zugänglich, für das ganze Kartierungsgebiet in Aussicht genommen. Geheimrat Leppla übernahm den Entwurf einer solchen geologischen Schulkarte für das Saar-Nahegebiet.

Als dann aber die Vorbereitungen für die in anderem Zusammenhang genannte Düsseldorfer Ausstellung „Aus 100 Jahren Kultur und Kunst" begannen, und ein geologisches Kartenrelief des Rheinstromgebietes geschaffen werden sollte, wurde Blatt Trier im Maßstab 1:200 000 gezeichnet. Da die Ausstellung durch den Krieg wegfiel und die Weiterarbeit liegenblieb, wurde die Herausgabe als neue geologische Übersichtskarte erst im Jahre 1919 beschlossen.

Von dieser Karte erschien dann als erstes Blatt Trier im Jahre 1921. Nach Beyschlag's persönlicher Anweisung wurden die Blätter Fulda und Kassel gezeichnet, bei seinem Ausscheiden aus dem Amt im Jahre 1923 lagen bereits 12 Blätter vor. Er hat die Durchführung des schönen Kartenwerkes auch später dem Schreiber dieser Zeilen gegenüber wiederholt befürwortet.

Die Absicht einer volkstümlichen Übersichtskarte wurde trotzdem aufrechterhalten. Es sollten Provinzkarten mit einfacher Topographie im Maßstab 1:500 000 und von entsprechender Billigkeit sein; diejenige von Brandenburg ist als erste im Jahre 1921 erschienen, die von Pommern, beide von Keilhack bearbeitet, später nachgefolgt. —

Wir gedenken hier ferner der den Spezialkarten angenäherten Übersichtskarten im Maßstab 1:100 000. In einem früheren Kapitel über Beyschlag's Kartierungsarbeiten haben wir bereits seine Karte der Gegend von Halle bzw. der Mansfelder Mulde und die des Thüringer Waldes genannt. In dieser ist weit über seine eigene Feldarbeit hinaus die gesamte Spezialkartierung des Thüringer Waldes und seiner mesozoischen Umgebung in Linienführung und Farbengebung zum plastischen geologischen Bilde der Landschaft gestaltet. Auch Übersichtskarten kleinerer Gebiete hat er in gleichem Maßstab bearbeitet, die der Kalisalzvorkommen im Werragebiet und derjenigen am Südharz. Sie können insofern als Übergänge zu Lagerstättenkarten aufgefaßt werden, bringen aber doch im wesentlichen die Geologie der damals neu erschlossenen Kalisalzreviere.

Es mögen noch genannt sein die aus dem Rahmen des normalen Kartierungsplanes herausfallenden geologisch-agronomischen Karten im Maßstab 1:25 000 der Umgebung von landwirtschaftlichen Lehranstalten; von ihnen sind im Laufe der Jahre über 60 Blätter bearbeitet worden. Ihnen liegt wesentlich der pädagogische Gedanke zu Grunde, die Lehrer an Landwirtschaftsschulen mit der geologisch-agronomischen Methode der Kartendarstellung bekanntzumachen.

Wir kommen zur Internationalen geologischen Karte von Europa 1:1 500 000. Ein Nachruf auf Beyschlag's Lebenswerk kann ohne die Geschichte dieser Karte nicht geschrieben werden:

Bekanntlich war der Auftrag zu der Karte im Jahre 1881 vom II. Internationalen Geologenkongreß zu Bologna einer wissenschaftlichen Kommission unter der Direktion von BEYRICH und HAUCHECORNE übertragen worden. Die Farbenskala der Übersichtskarte ist die persönliche Schöpfung des letzteren, ein Kunstwerk, das sich nicht nur hier bewährt und das Lesen geologischer Karten erleichtert hat; zahlreiche Länder haben diese Farben alsbald für ihre eigenen Karten angenommen, wie BEYSCHLAG in seiner Gedächtnisrede auf HAUCHECORNE seinerzeit betont hat; vgl. auch F. BEYSCHLAG „Die Internationale geologische Karte von Europa", Zs. prakt. Geol. 1895, 3, S. 1.

Bei der Bearbeitung ergaben sich mannigfache Schwierigkeiten. Nachdem auf dem Internationalen Geologenkongreß in Berlin, 1885, zwei Blätter (C IV und C V) in Handkolorit gezeigt worden waren, wurde demjenigen in London, 1888 Blatt C IV im Farbenandruck vorgelegt; nicht weniger als 36 Farbenplatten.

Zwölf Jahre hat es von Bologna her gedauert, bis im Jahre 1893 die ersten 6 Blätter der Karte herauskamen. BEYSCHLAG hat, wie er später selbst wiederholt ausgesprochen hat, der Kartendirektion seit Beginn der Publikation assistiert. Aus den Akten sehen wir beispielsweise, daß im Jahre 1892 die Geschäftsführung der Europäischen Karte ganz bei ihm war; damals führte er die Neuordnung des Schriftwechsels und der Akten durch und organisierte die Zusammenarbeit.

Für den Internationalen Geologenkongreß in Zürich im Jahre 1894 hatte er eigenhändig den Bericht der Kartendirektion verfaßt, ebenso für den in Petersburg 1897. In beiden Berichten, die selbst in den Akten nicht mal seine Unterschrift tragen, schildert er eingehend die Fortschritte im Kartendruck, der Zeichnung usw. für die einzelnen Länder.

Erst vom letztgenannten Kongreß an leitete er das Kartenwerk auch äußerlich, als er von ihm in die durch BEYRICH's Tod in der Kartendirektion entstandene Lücke gewählt wurde.

Paris, 1900, erscheint als ganz großer Fortschritt im Wirken BEYSCHLAG's für das Kartenwerk. Man stand damals vor der Frage, die Karte nicht in vollem Umfange durchführen zu können, und er berichtet: Leider ist der Fortschritt in der Publikation russischen Gebietes hinter den Erwartungen zurückgeblieben; es folgt sein Vorschlag, den Umfang der Karte, deren Vollendung für absehbare Zeit kaum möglich erscheine, durch Fortlassung der südlichsten und östlichsten Blattreihe zu verkleinern, da hier nicht nur großenteils das topographische Material, sondern auch zusammenhängende, geologische Beobachtungen zur Herstellung einer Übersichtskarte fehlen. Andererseits verlangt er von den Vertretern der Länder und von ihren Regierungen finanzielle Hilfe, da einzelne Blätter von außerordentlicher Detaillierung und Kompliziertheit geworden seien, von denen ursprünglich eine einfachere Ausführung und weniger Farbenplatten in Aussicht genommen gewesen seien. Dabei weist er auf das Alpenblatt und auf die englischen Teile der Karte mit schraffierter Darstellung des Untergrundes unter dem Quartär besonders hin.

Der Erfolg ist glänzend. BEYSCHLAG erntet bei dem schwierigen Stande des Kartenwerkes einmütigen Dank auch für sein Geschick und die Anstrengungen, das gemeinsame Werk nach dem Tode HAUCHECORNE's zu einem guten Ende zu führen. Italien ging hier anderen Ländern zur finanziellen Sicherung

der europäischen Karte voran, indem es seine Subskription von hundert Pflichtexemplaren freiwillig auf dreihundert erhöhte; Rußland sandte für die Zwecke der europäischen Karte besondere Expeditionen in die östlichen Gebiete.

Daher konnte Beyschlag auf dem nächsten Internationalen Geologenkongreß in Wien, 1903, als er seinen wiederum sehr eingehend, persönlich geschriebenen Kartenbericht vorlegte, sagen, daß die finanziellen Bemühungen der Pariser Tagung Erfolg gehabt haben, und sogar mit der Mitteilung überraschen, daß die zentralen Teile der Karte bei 2000 Stück Auflage zumeist schon ausverkauft seien. Er war bei den Internationalen Geologen-Kongressen die führende Persönlichkeit geworden, die der Preußischen Geologischen Landesanstalt Weltruf verschafft hat. Später, nach seinem Weggang bedurfte es von seiten seines Nachfolgers großer Mühe, die internationale Stellung zu wahren.

Verfolgen wir die europäische Karte bis zum Ende: Als der Kongreß 1910 in Stockholm tagt, ist die 49-blättrige Karte dem Abschluß nahe, und als ihm 1913 der Dienst keine Zeit läßt, selbst zum Kongreß nach Toronto zu reisen, schickt er mit seinem Bericht die Mitteilung hinüber, daß im September die Versendung der Schlußlieferung der ersten Auflage erfolgen wird.

Er hat das große Werk in mehr als 20-jähriger Arbeit durchgeführt und mit seiner Arbeitskraft und seinem organisatorischen Können über alle persönlichen und materiellen Schwierigkeiten hinweg vollendet. Selbstverständlich, daß er wie kein Zweiter auch die Mängel des Werkes kannte. Die ursprüngliche Farbenerklärung hatte während des Erscheinens der Karte wiederholt erweitert werden müssen. Das Interesse für Faziesbildungen, für geologische Provinzen, für die großen tektonischen Zusammenhänge, für den Gesteinsmetamorphismus, für die Gliederung der Eruptivbildungen konnte in der Farbengebung des ursprünglichen Formationsschemas nicht mehr überall befriedigen.

Daher verlangte Beyschlag, als sich die Europakarte der Vollendung näherte, schon in Stockholm die Bearbeitung einer zweiten Auflage, und der Kongreß beschloß die Veranstaltung von dem Bedürfnis entsprechenden neuen Auflagen einzelner Blätter; Beyschlag nahm diese ungesäumt in Angriff. —

Als an den Stockholmer Kongreß von anderer Seite, von der Leitung des Geological Survey der Vereinigten Staaten, die Anregung zur Bearbeitung einer Weltkarte herangekommen war, wurde Beyschlag mit vorbereitenden Arbeiten auch hierfür betraut, ohne daß Beschlüsse über die Durchführung gefaßt worden wären; nur war dem Kongreß das Farbenschema der europäischen Karte (an Stelle des amerikanischen Farbenalphabets) selbstverständlich. Beyschlag war bereit, auch dieses neue Werk auf seine Schultern zu nehmen, und widmete sich ihm in der Zeit zwischen den Kongressen von Stockholm und Toronto mit schwierigen und arbeitsreichen Versuchen. Auch die Finanzierung wurde vorbereitet, da Beyschlag, wie immer so auch hier, die Karte zu einem erschwinglichen Preise schaffen wollte, der ihre Verbreitung in den Kulturländern sichert.

Die Beschlüsse des Kongresses in Toronto entsprachen diesen Vorarbeiten und den vorgelegten Entwürfen und setzten die Projektionsmethode und das

Gradnetz der neuen Weltkarte im Maßstab 1:5 000 000 fest. Die damals daneben auf Anregung von französischer Seite ins Auge gefaßten geologischen Karten einzelner Kontinente mit je einem eigenen Projektionszentrum im gleichen Maßstab 1:5 000 000 können wir hier übergehen; sie sind u. W. auch später nicht in Gang gekommen.

Als nach dem Kriege die Zeichnung der Weltkarte in Angriff genommen werden sollte, hatte BEYSCHLAG den klugen Gedanken, dem Riesenwerk eine Weltkarte in kleinerem Maßstabe vorangehen zu lassen. Diese wurde als „Geologische Karte der Erde" im Maßstab 1:15 000 000 auf Grund seiner hier genannten Vorarbeiten zur Weltkarte und in deren Projektion von BEYSCHLAG und SCHRIEL geschaffen. Er hatte Herrn Dr. SCHRIEL seit dem Winter 1921/22 zu den Arbeiten an der Weltkarte zugezogen.

Bei seinem Scheiden aus der Geologischen Landesanstalt im Jahre 1923 war der westliche Hemiglobus dieser kleinen Erdkarte fertig gezeichnet, sie ist 1929/1932 erschienen. Die Weiterführung der Weltkarte in 1:5 000 000, wie die zweite Auflage der Europakarte lag Herrn KRUSCH ob, seit dieser vom Internationalen Geologenkongreß in Madrid 1926 zum alleinigen Direktor der Kartenkommissionen ernannt worden ist.

BEYSCHLAG hat in denselben Nachkriegsjahren auch Interesse genommen an einer geologischen Übersichtskarte kleinen Maßstabes von Europa. Sie wurde auf seine Anregung von Herrn Dr. SCHRIEL im Maßstabe 1:10 000 000 bearbeitet, ist 1925 erschienen und gibt mit ihrem von H. STILLE herrührenden Deckblatt einen in geologischen Karten bisher ungewohnten Blick in das tektonische Bild von Europa. —

Wir wenden uns der Förderung wissenschaftlicher Veröffentlichungen während BEYSCHLAG's Amtszeit zu. Für die wissenschaftlichen Ergebnisse der Kartenaufnahme stehen, solange es die Geologische Landesanstalt gibt, die „Abhandlungen" zur Verfügung. Was BEYSCHLAG in seiner Amtszeit Neues geschaffen hat, ist in den voranstehenden Seiten großenteils schon genannt, soll aber hier noch zusammenhängend aufgezählt werden. Unter ihm entstanden folgende neuen Reihen von Veröffentlichungen:

Geologische Literatur Deutschlands ab 1907,
Karte der nutzbaren Lagerstätten ab 1907,
Archiv für Lagerstättenforschung ab 1910,
Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete ab 1911,
Lagerstättenchronik ab 1914,
Tiefbohrkarte des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens ab 1920,
Mitteilungen aus den Laboratorien der Preußischen Geologischen Landesanstalt ab 1920,
Geologische Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1:200 000 ab 1921. —

Schauen wir hierüber hinaus auf BEYSCHLAG's eigene wissenschaftliche Veröffentlichungen, die wir nach dem Zeitpunkte des Erscheinens am Schluß dieses Lebenslaufes angeordnet haben, so sehen wir ihn ganz der geologischen Wissenschaft als Feldgeologe nur in den jüngeren Jahren leben. Da sind seine Veröffentlichungen über die mesozoischen Gebiete jenseits des Thüringer Waldes, über das Rotliegende Thüringens und über das Steinkohlengebirge im Saalekreis entstanden.

In derselben Zeit der Kartierung, und noch ehe er sich den geologischen Übersichtskarten widmete, kehrte er sich den Problemen der Lagerstättenforschung, besonders den Erzlagerstätten, zu. Er gehörte ganz der von A. Stelzner begründeten Schule der Aszensionisten an, die im Widerstreit zu der von Sandberger auf die Spitze getriebenen Theorie von der Lateralsekretion die Herkunft der Erze meist aus aufsteigenden magmatischen Lösungen und Dämpfen herleiten. Auch in dem großen gemeinsamen Handbuch der Lagerstättenlehre von Beyschlag-Krusch-Vogt wurde der Entstehung vieler Erzlagerstätten durch unmittelbare Erstarrung aus magmatischem Schmelzfluß ein weites Feld gegeben. Sicher ist die Zeit, in die Beyschlag's lagerstättliche Arbeiten fallen, in manchem über das Ziel hinausgeschossen. Aber seine Forschungsrichtung war es, die auch für gesunde Kritik die Wege geebnet hat. Denn er hat wie kaum ein zweiter vor oder nach ihm Wert darauf gelegt, die Genesis der Lagerstätten aus ihrer geologischen Umwelt zu erklären und zu deuten.

Er suchte auch die Grenzen für die Erscheinungsformen hydrothermaler Lagerstätten festzulegen und hat z. B. in einer wertvollen programmatischen Arbeit über „Die Veränderlichkeit der Form der Lagerstätten" gezeigt, daß auch scheinbar konkordante Lager hydrothermalen Ursprungs sein können. Unseres Erachtens wird die geologische Forschungsrichtung immer ihre Bedeutung auch gegenüber einer rein mineralogischen Betrachtungsweise der Erzlagerstätten haben.

In der Erforschung der heimischen Salz- und Kohlen-Lagerstätten tritt das spezifisch geologische Prinzip in Beyschlag's wissenschaftlichen Arbeiten naturgemäß noch viel mehr hervor. Er hat über die oben genannte Erforschung der deutschen Kalisalzbecken und die Vorratsschätzungen hinaus zahlreiche Arbeiten jüngerer Fachgenossen angeregt und unter seinem Einfluß entstehen sehen.

In der Geologie der Steinkohlenbecken waren seine Jugendarbeiten über die Beziehungen rotgefärbter und grauer Schichten zur Kohleführung, gezeigt am Beispiel von Wettin und Löbejün, von großer Bedeutung. Später hat Beyschlag hier besonders klärend und richtungweisend durch seine Vorlesungen gewirkt.

Brennend interessiert haben ihn zu allen Zeiten die Probleme des Erdöls. Er ist aber über Anfänge der Veröffentlichung nicht hinausgekommen. Forschungsziel war ihm die Ergründung der genetischen Zusammenhänge. Die großen Fortschritte der Produktion und die Erschließung neuer Vorkommen fallen in Deutschland wesentlich in spätere Zeiten.

Glücklich war Beyschlag, wenn es ihm nochmal vergönnt war, sich reiner Wissenschaft zuzuwenden, wie in seiner genannten Einleitung zu „Deutschlands Kalibergbau", oder wenn er nach dem Kriege ganz aus dem Urgrund unserer Wissenschaft schöpfend in einem unveröffentlicht gebliebenen amtlichen Bericht die Möglichkeiten neuer Steinkohlenvorkommen in Norddeutschland erwägt.

Gerade aber, als es ihm die Bürde des Amtes nicht mehr gestattete, in der bloßen Wissenschaft zu leben, hat er jedes wissenschaftliche Streben seiner Beamten begünstigt und gefördert. Welche Fülle von Anregungen ist von diesem Mann in den Beratungen mit seinen Mitarbeitern nach den ver-

schiedensten Richtungen hin ausgegangen! Er war bemüht, jedem Können und jedem ernsten Wollen, besonders junger, aufstrebender Kräfte, vorwärts zu helfen. Immer war er trotz aller seiner Arbeitslast zu sprechen, stets hilfsbereit, anregend, fördernd und innerlich zu jeder Anerkennung bereit.

Die Wissenschaft war ihm heilig, auch insofern, als die Geologische Landesanstalt nach ihm ein wissenschaftliches Forschungsinstitut sein und bleiben sollte, das, aufgebaut auf Naturbeobachtung, der geologischen Erforschung des heimatlichen Bodens, dem auf Bodennutzung beruhenden Wirtschaftsleben und damit der Landeskultur dient.

Ernst und feierlich hat BEYSCHLAG dieses und den Ruf, sich als Glied des Ganzen zu fühlen und das öffentliche Wohl über das persönliche zu setzen, auch ausgesprochen, als er am 1. April 1923 beim 50jährigen Jubiläum der Geologischen Landesanstalt aus dem Amte schied. 40 Jahre hatte er ihr angehört, 16 Jahre war er ihr Haupt gewesen.

Die im Jahrbuch damals veröffentlichte Abschiedsfeier zeigt ihn, indem er auf jeden Glückwunsch einzeln antwortet, zum letzten Male von treffender und formvollendeter Redegabe, wie sie ihm von seinem Vater, dem bekannten Kanzelredner und Professor der Theologie überkommen war.

Hier fand auch die Verehrung seiner Beamtenschaft für den scheidenden Führer Ausdruck. In der Ernennung zum Dr.-Ing. e. h. der Bergakademie Klausthal prägte sich die Wertschätzung seiner Lebensarbeit durch die Kreise des vaterländischen Bergbaues aus; die Berufung zum Dr. rer. pol. der Universität Berlin galt der Hochführung der Geologischen Landesanstalt zur Wirtschaftsgeologie, die der verehrte Meister aufs glücklichste gefördert habe.

Auch die Deutsche Geologische Gesellschaft hat dabei ihre Glückwünsche ausgesprochen. Sie feierte den „Organisator der geologischen Landeserforschung, der die geologische Wissenschaft dem Leben nutzbar gemacht hat", wie es in der Urkunde bei Ernennung zum Ehrenmitgliede im Jahre 1921 ausgedrückt war.

BEYSCHLAG hat die Preußische Geologische Landesanstalt zu einer der größten wissenschaftlichen Behörden Deutschlands und zu einer führenden Stellung unter den geologischen Landesanstalten der Welt entwickelt, hat dem Geologen das seinem Fach gebührende Ansehen in der Wirtschaft und in der Technik verschafft. –

Wir haben uns bemüht, ein Bild seines Wirkens und Schaffens zu geben. Es war die Arbeit eines leidenschaftlichen Willens, eines vorwärtsdrängenden Menschen ohne Schranken der Betätigung. Alles Persönliche, die Einzelheiten im menschlichen Dasein und den gelebten 40 Jahren mußten zurücktreten und im Hintergrunde bleiben.

Daher gedenken wir Älteren, die wir das Glück gehabt haben, unter ihm in seinen besten Jahren arbeiten zu dürfen, auch des äußeren Ablaufes dieses Lebens:

Kaum zur Landesanstalt angenommen, war er in die Ehe getreten. Im wechselvollen Dasein des Feldgeologen hat ihn seine junge Frau ins Revier und in verschiedenartige Quartiere — wie das Geologenleben so ist — begleitet und ist ihm treue Helferin und Gefährtin sowohl im wachsenden Kreise der Kinder, wie auch im Aufstieg des Lebens gewesen.

Früh hatte er sich ein eigenes Heim im damals mit der großen Stadt noch nicht verwachsenen Wilmersdorf geschaffen. Am späten Nachmittag erst, wenn es im Amtsgebäude längst still geworden war, kehrte er heim zu Frau und Kindern. Mit jeder Liebe war er hier umgeben, aber der Abend gehörte bis in die Nacht hinein wieder der Arbeit. Wer wie er schaffte, brauchte auf die Stunde des Dienstbeginnes am anderen Morgen nicht bedacht zu sein.

Es war ein großes, ein stattliches Haus, das er sich mit feinem Empfinden, mit Stolz und Liebe gebaut hatte. Ein gleichaltriger Kollege bewohnte die Wohnung über ihm, im obersten Stockwerk aber hauste sein jahrzehntelanger, treuer Vorsteher der Zeichnerbüros und ein Mann, den er mal zur Aushilfe in seinem Hause angenommen hatte, und der Pförtnerdienste versah, wurde später bei der Behörde ein geschätzter Amtsgehilfe. Von tiefem sozialen Sinn, Verständnis und Mitgefühl für seine Mitmenschen war Beyschlag erfüllt, er kannte die Menschen und hielt mit Treue an jedem fest, den er einmal schätzen gelernt hatte.

Sein Haus war ein gastliches Haus. Die Abende dort in fröhlicher Geselligkeit, nicht selten in großem Kreise, sind einem jeden unvergeßlich geblieben, der sie in den Jahren bis zum Kriege mitmachen durfte. Um Gestaltung und Vorbereitung war seine Frau auch um seinetwillen immer besonders bemüht, er selbst der aufmerksamste und umsichtigste Gastgeber, der fröhlichsten und natürlichsten einer unter fröhlichen Menschen.

Er betätigte sich in Wilmersdorf auch in der Gemeindeverwaltung, als Schöffe, da die Verfassung noch dörflich und das Dorf um die Wilhelmsaue herum noch nicht im Häusermeer untergetaucht war. Nach der Stadtwerdung bekleidete er als Unbesoldeter Stadtrat kein bloßes Ehrenamt, er leitete verschiedene Zweige der Verwaltung und half klug und tatkräftig, die junge Stadt vorwärts bringen.

Die Schul- und die Parkdeputation lagen ihm besonders ob. Regen Anteil hatte er am wachsenden Straßenbilde und am Bebauungsplan. Sitzungen auf dem Rathause wurden seinetwegen nicht selten auf die Stunden vor Beginn seines Dienstes gelegt; auch diesem Amte opferte er die erste wie die letzte Stunde des Tages.

Kurz vor dem Kriege wurde es ihm Pflicht, sein Heim zu verlassen und aufzugeben, um die neue Dienstwohnung im Erweiterungsbau der Geologischen Landesanstalt zu beziehen, weil er meinte, daß der Chef einer großen Behörde an Ort und Stelle wohnen müsse, um alles als Hausherr betreuen zu können. —

Bis dahin hatte er Erholung und Rast mit seiner großen Familie gern in stillen Orten der bayerischen Berge, besonders in seinem geliebten Reith i. W. gefunden. Jetzt erheischte die Gesundheit ihr Recht, schon im Monat Mai suchte er nach dem stets besonders arbeitsreichen Winter in Kissingen Erholung. Wozu andere 5 Wochen brauchten, das erledigte er regelmäßig in 3 Wochen Kur, denn der Dienst rief. Auch das war ganz Franz Beyschlag.

Reisen waren ihm früher besondere Freude gewesen, nicht nur weil Dienstreisen die beste Berührung mit seinen Geologen waren, sondern auch Reisen in fremde Länder. Sie galten nicht den grandiosen Wundern der Welt, sondern dem stillen Gottesfrieden, den ihm die Natur, die Sonne und liebliche Umgebung, in den letzten Jahren immer wieder Tabarz im Thüringer Walde, brachte.

War er an einer Stätte heimisch geworden, so kehrte er gerne wieder. Davon sprach er noch im Ruhestande, von Bergwerksorten in Toscana, oder von der wiederholt besuchten Insel Thasos bei den deutschen Besitzern der dortigen Galmeigruben. Ein frischer Jugendhauch überkam ihn, als er im frühen Sommer 1933, 76jährig, noch einmal ein großes Lagerstättenproblem in Jugoslawien studieren und dabei auch zu dem im Kriege besuchten Alexinas mit seinem Ölschiefer zurückkehren konnte. —

Zwölf Jahre hat er im Ruhestand gelebt, ein Leben stiller Zurückgezogenheit nach dem vollbrachten großen Lebenswerk. Schwere Nöte bereitete ihm da immer wieder die Gesundheit, aber er sah sich liebevoll und hingebend gepflegt von seiner fürsorgenden Frau, mit der zusammen er am 9. Juli 1934 im großen Kreise der Familie mit Kindern und Enkeln die Goldene Hochzeit noch festlich begehen konnte.

Freundschaft hat er gepflegt mit früheren Mitarbeitern und Kollegen, die zu ihm kamen, hat Ratschläge auf geologischem Gebiet gegeben, wenn er danach gefragt wurde. Freudig hat er die neue Zeit erlebt; gern sprach er hiervon und verwies auf das Bild des Führers, das sein behagliches Arbeitszimmer schmückte.

Seine Mitarbeiter trauern, daß sie den treuen Mann verloren haben. Sie schätzen sich glücklich, daß sie ihn, der ein Menschenalter lang die Seele der Geologischen Landesanstalt war, so lange den ihren haben nennen dürfen.

GOTTHARD FLIEGEL.

Veröffentlichungen von Franz Beyschlag

I. Schriften

Sphenophyllum aus dem Rotliegenden von Leipzig und besonders von Crock. — Zs. Naturw. 54, S. 187—190. Halle 1881.

Rhacopteris sarana n. sp. — Zs. Naturw. 55, S. 411—415. Halle 1882.

Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Walde. — Zs. Naturw. 55, S. 571—648. Halle 1882. Mit geol. Karte.

Über Tierfährten aus mittlerem Keuper Südthüringens. — Zs. D. Geol. Ges. 35, S. 870—871. Berlin 1883, und Zs. Naturw. 56, S. 484. Halle 1883.

Erläuterungen zu den Blättern Ermschwerd, Witzenhausen, Groß-Almerode, Allendorf. — Lief. 23. 1884.

Über Aufnahmen an der unteren Werra und Fulda (Provinz Hessen-Nassau). — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1884, 5, S. XLIX—LII. 1885.

Über Aufnahmen auf den Blättern Salzungen und Altmorschen. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1886, 7, S. XLI—XLV. 1887.

Gutachten über die Möglichkeit einer Wasserentnahme aus den Gebieten der Aue und des Oberteiches für die Versorgung der Stadt Mühlhausen i. Th., 6. Dez. 1887. — [o. O. u. J.] 9 S. fol. — Nicht im Buchhandel. 1887.

Über Aufnahmen auf Blatt Salzungen. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1887, 8, S. LIX—LX. 1888.

Über Aufnahmen in Hessen. Ebenda S. LXI—LXIV. 1888.

Die Erzlagerstätten in der Umgebung von Kamsdorf in Thüringen. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1888, 9, S. 329—377. — Mit geologischer Karte, Tafel 7 und 8.

Der Thüringer Wald. Geognostischer Überblick. — Meyer's Konvers.-Lexikon, 4. Aufl., 15, S. 683—684. Leipzig 1889. — Mit geol. Karte.

Der landschaftliche Charakter und die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Halle. — In: Halle a. d. Saale, S. 4—17. Mit Karte 1 : 1 000 000, Halle. [o. J.] 1890.

Über Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck-Cassel (1 : 80 000). — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1889, S. LXX—LXXVII. 1892.

Geologische Spezialaufnahmen. — Zs. prakt. Geol. 1, S. 2—4, 89—92. 1893.

Geologische Kartenaufnahme von Österreich-Ungarn und einigen Nachbarländern. — Ebenda, S. 336—339. 1893.

Der Bergbau auf der Tiroler Landesausstellung im Jahre 1893. — Ebenda, S. 441 bis 442. 1893.

Nutzbare Mineralien in Deutschland. — Meyer's Konvers.-Lexikon, 5. Aufl. 4, 1894. — Mit zwei Lagerstättenkarten in 1: 6 600 000, abgedruckt in Zs. prakt. Geol., S. 211—214, Taf. 3. 1894.

Bericht über die in Verbindung mit der allgemeinen Versammlung in Koburg ausgeführten geologischen Excursionen. — Zs. D. Geol. Ges. 47, S. 618—631. 1895.

Die internationale geologische Karte von Europa. — Zs. prakt. Geol. 3, S. 1—4. 1895.

Überblick über die geologische Zusammensetzung des Thüringer Waldes, in Sonderheit über das Rotliegende desselben, unter Vorlegung einer neuen geologischen Übersichtskarte i. M. 1 : 100 000. — Zs. D. Geol. Ges. 47, S. 596 bis 607. 1895.

Über eine mächtige Kohlensäurequelle in einem Bohrloche bei Salzungen. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges. 47, S. 374. 1895.

Das Montanwesen auf der Milleniumsausstellung in Budapest. — Zs. prakt. Geol. 4, S. 461—466. 1896.

Versalzung der Saale und Elbe. — Zs. prakt. Geol. 4, S. 69—75. 1896.

Der Golderzbergbau Schellgaden in den Lungauer Tauern. — Zs. prakt. Geol. 5, S. 210—212. 1897.

Die Eisenerze des Vogelsberges. — Ebenda, S. 357—358. 1897.

Über Carbon und Rotliegendes in Mitteldeutschland. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges. **49**, Verh. S. 55. 1897.

Die Kobaltgänge von Schweina in Thüringen. — Zs. prakt. Geol. **6**, S. 1—4. 1898.

Die Manganeisenerzvorkommen der Lindener Mark bei Gießen in Oberhessen. — Zs. prakt. Geol. **7**, S. 94—96. 1899.

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Jahres 1898. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1898, S. LXXXVIII—XCIV. 1899.

Golderze aus neuen, von Herrn MARYANSKI im nordwestlichen Australien entdeckten Goldgängen. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges. **51**, Verhdl. S. 141. 1899.

BEYSCHLAG, F. & VON FRITSCH, K.: Das Jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. — Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F. **10**, 263 S., 2 Tafeln, 2 Karten. 1900.

BEYSCHLAG, F. & KRUSCH, P.: Die Golderzgänge von Donnybrook. — Zs. prakt. Geol., **8**, S. 169—174. 1900.

Gedächtnisrede auf WILHELM HAUCHECORNE. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1900, S. XCVI—CXI. 1900.

Über die Bildung des Kupferschiefers im Mansfeldischen. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges., **52**, Verhdl. S. 37. 1900.

Über neue Bodenbewegungen im Mansfeldischen. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges., **52**, Verhdl., S. 78. 1900.

Einige Mitteilungen über die Kenntnis der Oberharzer Erzgänge. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges. **52**, Verhdl. S. 80. 1900.

Neue Bodenbewegungen im Mansfeldischen. — Zs. prakt. Geol. **9**, S. 119. 1901.

Über die Erzlagerstätten im oberschlesischen Muschelkalk. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges. **54**, Verhdl. S. 9, auch Zs. prakt. Geol. **10**, S. 142. 1902.

Rede zur Begrüßung der 47. Allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Cassel. — Zs. D. Geol. Ges. **54**, Verhdl. S. 116. 1902.

BEYSCHLAG, F. & BLANKENHORN, M.: Bericht über die in Verbindung mit der allgemeinen Versammlung in Cassel ausgeführten geologischen Excursionen a. vor der Versammlung von Eichenberg nach Cassel und in die Umgebung von Cassel. — Zs. D. Geol. Ges. **54**, Verhdl. S. 149—150.

Die Aufgaben der geologischen Landesaufnahme von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten. — Zs. prakt. Geol. **10**, S. 177—179. 1902.

Der Wert der Geologie für die Praxis. — Zs. prakt. Geol. **10**, S. 287—288. 1902.

Über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt. — Zs. Ver. D. Ing., S. 1828—1831. 1902.

BEYSCHLAG, F., WAHNSCHAFFE, F., KEILHACK, K., LEPPLA, A.: In der Angelegenheit der Wünschelrute. — Zs. prakt. Geol. **11**, S. 215—216. 1903.

MONKE, A. & BEYSCHLAG, F.: Über das Vorkommen des Erdöls. — Zs. prakt. Geol. **13**, S. 1—4, 65—68, 423—426. 1905.

Die Braunkohlenformation in Niederhessen. — In G. Klein: Hdb. für den deutschen Braunkohlenbergbau, Teil I, I. Aufl. (1907), S. 103—108, II. Aufl. (1912), III. Aufl. (1927), S. 131—133.

Beyschlag, F. & Michael, R.: Über die Grundwasserverhältnisse der Stadt Breslau. Zs. prakt. Geol. **15**, S. 153—164. 1907.

Die geognostischen Verhältnisse [des Mansfelder Bergbaugebietes]. — Mansfelder Festschrift zum X. Deutschen Bergmannstage, S. 3—29. 1907.

Allgemeine geologische Einführung in H. Everding, Zur Geologie der Deutschen Zechsteinsalze, Festschrift zum X. Allg. Bergmannstage in Eisenach; auch Abhdl. Pr. Geol. L.-A., N. F., H. 52. 1907.

Ziele und Aufgaben der Preußischen Geologischen Landesanstalt. — Zs. prakt. Geol. **17**, S. 1—3. 1909.

Beyschlag, F., Krusch, P. & Vogt, J. H. L.: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung. I. Bd. 1. Hälfte 1909, 2. Hälfte 1910, II. Band 1913. — II. Aufl. I. Bd. 1914; II. Bd. 1921, Stuttgart.

Die Aufgaben der geologischen Landesanstalten gegenüber höheren Lehranstalten und Schulen. — Zs. prakt. Geol. **18**, S. 1—4. 1910.

Mitteilungen über die Eisenerzvorräte der Welt. — Berichte der Abteilung für Praktische Geologie des Intern. Kongresses für Bergbau usw., S. 13—21. Düsseldorf 1910.

Beyschlag, F., Einecke, G., Köhler, W.: Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. — Stahl & Eisen 1910, **30**, I, S. 857—884. Mit Tafel 21—23. 1910.

Die Fortführung der Internationalen Eisenerzinventur. — Bergwirtschaftliche Mitteilungen, S. 233—235. 1911.

Die Verwässerung des Ölgebietes von Tustanowice. — Petroleum **7**, S. 105—106. 1911.

Über die natürlichen Bedingungen der Mineral- und Heilquellen. — Zs. Balneol. **1**, S. 65—71. 1912.

Diskussionsbemerkung zum Vortrag Lachmann: „Über Ekzeme als geologische Chronometer". — Zs. D. Geol. Ges. **64**, Monatsberichte, S. 563. 1912.

Beyschlag, F. & Krusch, P.: Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein in Schlesien. — Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F. **73**, 92 S. 1913.

Das Salzvorkommen von Hohensalza. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. **34**, II, S. 225—241. 1913.
— : Auch in: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschr. z. XII. Allgem. Bergmannstag in Breslau. 1913.

Die großen geologischen Übersichtskarten. — Zs. prakt. Geol. **21**, S. 378—383. 1913.

Festsitzung der Geologischen Landesanstalt am 29. 11. 1913. Rede des Direktors der Kgl. Geol. Landesanstalt, Geheimrat Beyschlag. — Jahrb. Geol. L.-A. für 1913, **34**, II, S. 483—505. 1914.

Die Preußische Geologische Landesanstalt, Entwicklung und Leistungen, Aufgaben und Ziele. — Festrede, Zs. prakt. Geol. **22**, S. 22—29. 1914.

Über die aus der Gleichheit der „Geologischen Position" sich ergebenden natürlichen Verwandtschaften der Erzlagerstätten. — Zs. prakt. Geol. **23**, S. 129—137, auch Zs. D. Geol. Ges. **67**, Monatsberichte, S. 161. 1915.

BEYSCHLAG, F., BÖHM, A., HARBORT, E.: Über die Möglichkeit und Notwendigkeit einer Versorgung des Deutschen Reiches mit Mineralölen aus inländischen bituminösen Gesteinen. — Denkschrift der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin, Dezember 1915.

Diskussion zum Vortrag GAGEL: „Über diluviale Überschiebungen am Gips von Sperenberg und Segeberg. — Zs. D. Geol. Ges. **67**, Monatsberichte S. 25. 1915.

Diskussion zum Vortrag WALTHER: „Über Laterit in Westaustralien". — Ebenda S. 140.

BEYSCHLAG, F. & KRUSCH, P.: Deutschlands künftige Versorgung mit Eisen- und Manganerzen. — Ein lagerstättenkundliches Gutachten. Im Auftrage des Vereins deutscher Eisen- und Stahlindustrieller und des Vereins deutscher Eisenhüttenleute. Als Handschrift gedruckt. 4^0, 154 S. Berlin 1917.

HERMANN LORETZ †. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. **38**, II, S. 416—428. 1917.

Die Erdfälle bei Hohensalza. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges. **69**, Monatsberichte S. 196. 1917.

25 Jahre Zeitschrift für praktische Geologie. — Zs prakt. Geol. **26**, S. 1—2. 1918.

Neuere Beobachtungen an den Bauxitlagerstätten des Bihar-Gebirges in Ungarn. — Zs. prakt. Geol. **26**, S. 35—40. 1918.

Die Niederschlesische Kupferformation. — Zs. prakt. Geol. **26**, S. 67—73. 1918.

Der Mineralreichtum der Türkei. — Zs. prakt. Geol. **26**, S. 81—88. 1918.

BEYSCHLAG, F. & v. z. MÜHLEN: Die Bodenschätze Estlands. — Zs. prakt. Geol. **26**, S. 141—150. 1918.

Über ein Bauxitvorkommen im Bihargebirge. — Zs. D. Geol. Ges. **70**, Monatsberichte, S. 10—15. 1918.

Über die Veränderlichkeit der Form der Erzlagerstätten. (Titel.) — Ebenda, S. 76.

Über die Tiefenbewegung des Wassers. (Titel.) — Ebenda, S. 154.

BEYSCHLAG, F. & KRUSCH, P.: Die Versorgung Deutschlands mit Stahlveredlungsmitteln (Nickel, Chrom, Wolfram, Molybdän u. Vanadin) nach dem Kriege. — Mit 8 Fig. Bearbeitet im Auftrage des Vereins deutscher Eisen- und Stahlindustrieller und des Vereins deutscher Eisenhüttenleute. 54 S. Als Handschrift gedruckt. Berlin 1918.

Unseren im Weltkrieg gefallenen Helden. — Jb. Pr. Geol. L.-A. f. 1918, **39**, II, S. I—VIII. 1918.

HEINRICH MÜLLER †. — Ebenda, S. IX—XV.

Über die Veränderlichkeit der Form der Erzlagerstätten. — Zs. prakt. Geol. **27**, S. 1—5, 53—61. 1919.

Die Manganerzlagerstätte von Hohenkirchen bei Kassel. — Zs. prakt. Geol. **27**, S. 87—89. 1919.

Wie weit ist Deutschland nach dem Kriege vom Bezug ausländischer Mineralstoffe abhängig? — Zs. Ver. D. Ing., **63**, S. 7. 1919.

Zur Frage der Entstehung des Kupferschiefers. — Zs. D. Geol. Ges. **72**, Monatsberichte, S. 318—339. 1920.

Zeitgemäße Aufgaben der praktischen Geologie. — Zs. prakt. Geol. **28**, S. 1—5. 1920.

Beyschlag, F. & Fulda, E.: Zur Frage der Versenkung von Endlaugen der Kalifabriken in tiefliegende durchlässige Gebirgsschichten. — Kali, S. 363 bis 367. 1921.

Die Steinkohlenbildung im Gebiet der mittleren Saale bei Halle. — Zs. D. Geol. Ges. **73**, Monatsberichte, S. 242—250. 1921.

Die Erzführung des Kupferschiefers. — Zs. prakt. Geol., **29**, S. 1—9. 1921.

Mein Standpunkt zur Wünschelrute. — Ebenda, S. 129—131.

Der gegenwärtige Stand der Erforschung der deutschen Lagerstätten. — Glückauf, **58**, S. 1085—1090; S.1113—1118; auch Zs. Angew. Chemie **35**, 1922.

Der Salzstock von Berchtesgaden als Typus alpiner Salzlagerstätten, verglichen mit norddeutschen Salzstöcken. — Zs. prakt. Geol. **30**, S. 1—6. 1922.

Die Erdkarte. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges., **74**, Monatsberichte, S. 196. 1922.

Beyschlag, F. & Schriel, W.: Beitrag zur Kenntnis der Steinkohlenbildung im Saalegebiet bei Halle. — Jb. Pr. Geol. L.-A. **42**, S. 307 — 340 mit 2 Tafeln. 1922.

Die Feier des 50jährigen Bestehens der Geologischen Landesanstalt und der Abschied ihres langjährigen Präsidenten, des Geh. Oberbergrats Prof. Dr. Beyschlag am 21. März 1923. — Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1922, **43**, LVI—LXXI. 1923.

Das Gold der Eder. (Titel.) — Zs. D. Geol. Ges. **75**, Monatsberichte, S. 66. 1923.

Beyschlag, F. & Schriel, W.: Das Gold der Eder. — Arch. Lagerst.-Forschung **32**, 29 S., 1 Taf. 1923.

Kann Bremen sich aus dem Grundwasser versorgen? — Kali, S. 329—332, S. 343 bis 354. 1924.

Die Möglichkeit einer Erweiterung der Wasserversorgung von Hannover. — Wasser & Gas, Sp. 1060—1073. 1925.

Sind die Geländeschäden am Süßen See durch den Mansfelder Bergbau erzeugt? — Zs. prakt. Geol. **41**, S. 169—175, 192—197. 1933.

II. Karten

Blätter Melsungen, Lichtenau, Altmorschen, Seifertshausen, Ludwigseck, Rotenburg a. F. (Lief. 45), nebst Erläuterungen. 1890.

Blätter Rodach, Rieth, Heldburg (Lief. 60), nebst Erläuterungen. 1894.

Geognostische Übersichtskarte des Thüringer Waldes 1:100 000, desgl. Höhenschichtenkarte 1:100 000 (1893). 1897.

Carte géologique internationale de l'Europe, 1:1 500 000. Begonnen von E. BEYRICH und W. HAUCHECORNE, ausgeführt und vollendet von F. BEYSCHLAG. 49 Blätter. Berlin 1893—1913.

Blätter Suhl und Schleusingen (Lief. 64). Mitarbeit. 1899.

Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Halle, die Mansfelder Mulde und ihre Ränder. 1:100 000. — In Abhdl. Pr. Geol. L.-A., N. F. **10**, 1900. II. Auflage in: Mansfelder Festschrift zum X. deutschen Bergmannstage. 1907.

Blätter Wilhelmshöhe, Kassel, Besse und Oberkaufungen (Lief. 92). 1901. Erläuterungen 1906 u. 1908.

Geologische Übersichtskarte der Kalisalzvorkommen am Südharz, 1:100 000. — Pr. Geol. L.-A. 1907.

Geologische Übersichtskarte der Kalisalzvorkommen im Werragebiet, 1:100 000. — Pr. Geol. L.-A. 1907.

Blätter Eisenach und Salzungen (Lief. 113). Mitarbeit 1887, 1894, 1899. — 1907.

BEYSCHLAG, F. & SCHRIEL, W.: Kleine geologische Karte von Europa 1:10 000 000. 1925.

BEYSCHLAG, F. & SCHRIEL, W.: Geologische Karte der Erde, 12 Bl. 1929/32.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008



A. Fuchs.

Alexander Fuchs †

Es war der 8. Dezember 1935 ein rauher Tag, da mit der Familie und den Geschwistern sich ein großer Kreis der Kollegen und Freunde an der Bahre unseres Alexander Fuchs draußen auf dem Friedhof in Zehlendorf vereinigte. Hatten wir auch beobachtet, wie der Körper müde wurde und die Kräfte leise schwanden, so war doch Geist und Energie ungebrochen. Da seit seiner Tätigkeit in den Tropen Fuchs bis in die letzten Jahre sehr oft an Malariaanfällen zu leiden hatte und ihn oftmals rheumatische Beschwerden vom Dienste fernhielten, wurde uns der Gedanke schwer, daß eine bösartige, schleichende Krankheit an seinem Marke zehrte. Eine im November 1935 im Martin-Luther-Krankenhaus vorgenommene Operation schien zwar anfangs einen befriedigenden Erfolg zu zeitigen, aber unsere Hoffnungen sahen sich bald getäuscht. Am 5. Dezember schloß Alexander Fuchs die Augen.

Wenn wir das, was sterblich war, der Erde wiedergegeben haben, so wollen wir andererseits das, was bleibend an unserem Freunde gewesen, wie er sich als Mensch offenbarte, und was er der Wissenschaft geleistet, ihm zu einem Kranz des Gedenkens winden.

„Wer das Glück hat, mehrere Freunde zu haben, dem ist jeder etwas anderes, und keiner kann die Stelle des anderen ersetzen."

Im Pfarrhaus zu Bornich, Kreis St. Goarshausen, wurde am 19. August 1874 Ferdinand Alexander Karl Theodor Fuchs geboren. Allmählich wuchsen hier elf Kinder heran, sieben Knaben und vier Mädchen. Ihnen hatte der Schöpfer die Sehnsucht nach Wahrheit und den Sinn für Schönheit in die Wiege gelegt. Auch in diesem Pfarrhaus war es selbstverständlich, daß die Knaben vom Vater für das Gymnasium vorbereitet wurden. So genoß auch Alexander Fuchs seinen ersten Unterricht daheim und trat dann in die Tertia des Kgl. Gymnasiums zu Wetzlar ein. Später tauschte er dieses Gymnasium mit dem in Weilburg, wo er die beiden Primanerjahre verlebte und dort am 9. März 1894 unter dem Direktor Paulus das Abiturientenexamen bestand.

Wie schien doch die Sonne über dem Pfarrhaus in Bornich! Es gedieh eine fröhliche Kinderschar, gleichgesinnte Freunde gingen in dem stets gastlichen Haus aus und ein, treu und dankbar stand die Gemeinde zu ihrem Seelsorger, im Hause herrschte der Geist des entschiedenen Protestantismus. Entstammte die Pfarrfrau einem Theologengeschlecht, das seinen Stammbaum bis zu Hans Sachs verfolgen konnte, so hatte der Hausherr als Erbgut eine besondere Liebe zu den Naturwissenschaften mitbekommen. Trotz umfangreicher Amtsgeschäfte und der Ausbildung seiner Kinder, benutzte er jede freie Stunde zu naturwissenschaftlichen Studien und bereicherte durch wertvolle Sammlungen und Arbeiten die entomologische Wissenschaft. In feiner Harmonie vereinigte er seine tiefe Religiosität mit den naturwissenschaftlichen Erkenntnissen. Gleich seinem Amtsbruder Julius Sturm kleidete er seine Gedanken in poetische Formen, wie sie in einem Bande zusammengefaßt sind.

So oft sich Gelegenheit bot, besuchte ALEXANDER FUCHS seinen wenig oberhalb der Lorelei gelegenen Heimatort. Und noch vor kurzem nahm er an einer Wiedersehensfeier ehemaliger Konfirmanden von Bornich teil. Es war einer seiner liebsten Wünsche, dort in der Nähe in einem eigenen Haus seinen Lebensabend beschließen zu können. Die Anhänglichkeit seiner Mitschüler in Bornich kam zum Ausdruck in einem Kranz auf seinem Sarge.

Die Zensuren auf seinem Abiturientenzeugnis bewegen sich auf der mittleren Linie. Aber im Deutschen hebt der betreffende Lehrer hervor: das eigene Urteil, die logische Ordnung und die fehlerfreie Schreibart in der Behandlung eines gestellten Themas. In allen seinen wissenschaftlichen Arbeiten und in seinen Briefen findet man dieses Urteil voll und ganz bestätigt. Aus seinen handschriftlichen Aufzeichnungen sieht man, daß er ohne große Korrekturen einen flüssigen und klaren Stil beherrschte. Andererseits aber war er von dem hohen Wert des humanistischen Bildungsideals, dieser eigenartigen Bildungswirkung an einem einzigartigen Bildungsstoff und von dem Wert einer gründlichen Gymnasialbildung in der lateinischen und griechischen Sprache auch für den Naturwissenschaftler überzeugt. Der gute Mathematikunterricht, den er auf dem Gymnasium genossen hatte, hatte in ihm eine glänzende Raumvorstellung entwickelt und kam ihm nun bei der Lösung tektonischer Probleme sehr zustatten. FUCHS verfügte über eine Allgemeinbildung, wie sie immer seltener wird.

Auf dem Abiturientenzeugnis steht: „. . . . . um sich dem Studium der Bergwissenschaft zu widmen."

Es lag nahe, daß der Vater den Wunsch hatte, seinen Sohn auch dereinst im Pfarramte zu wissen, und so entschied sich denn FUCHS nach verschiedenen Erwägungen zum Studium der Theologie. Er bezog die Universität Freiburg i. Br. und hörte dort Vorlesungen über das Neue Testament, Geschichte der neuesten Zeit, Philosophie und Logik, daneben aber auch Kapitel aus der Paläontologie bei BRANCO. Im Wintersemester 1894/1895 ging er nach der Universität Halle und setzte hier zunächst seine theologischen Studien unter den großen Theologen WILLIBALD BEYSCHLAG und KAUTZSCH fort.

Die Naturwissenschaften erlebten damals auf unseren Universitäten eine bedeutende Blüte, und es ist durchaus zu verstehen, daß FUCHS seiner größeren Neigung folgte, der Entwicklung des Lebens und dem Schichtenaufbau der Erde im Wandel der Zeiten nachzuspüren. Und so begann er im Sommersemester 1895 mit dem Studium der Naturwissenschaften. In erster Linie war es die Geologie, die ihn anzog, daneben hörte er Mineralogie, Kristallographie, Chemie und Physik. 1896 ging er nach Marburg, im Wintersemester 1896/1897 nach München und kehrte im Sommersemester 1897 nach Halle zurück, wo er bis Ostern 1898 blieb. Seine Lehrer waren in erster Linie: v. FRITSCH, LÜDECKE, GRENACHER, VOLHARD, DORN, E. KAYSER, BAUER, von GÜMBEL, ROTHPLETZ, GROTH, WEINSCHENK, ZITTEL, SELENKA.

In spätere Semester fallen längere Studienreisen in die Trias- und Tertiärgebiete der bayrischen und österreichischen Alpen, den schwäbischen und fränkischen Jura, in das Paläozoikum des Harzes, des Rheinischen Schiefergebirges und in das Mesozoikum des nördlichen Mitteldeutschlands.

Am 24. Februar 1899 erfolgte die Promotion in München auf Grund einer Arbeit: „Das Unterdevon der Loreleigegend" mit dem Prädikat „magna cum laude".

Im Sommer 1899 finden wir Fuchs mit privaten Kartierungsarbeiten und stratigraphischen Untersuchungen am Mittelrhein beschäftigt. Zu Beginn des Jahres 1900 bot sich ihm die Möglichkeit zu einer Auslandsreise, und so trat Fuchs am 20. März 1900 in den Dienst der holländischen Petroleum-Gesellschaft Kon. Ned. Maatschappy tot Exploitatie von Petrol. bronnen und ging nach Sumatra. Leider hat er über diese Auslandstätigkeit nichts veröffentlicht, sondern nur ab und zu im engen Freundeskreis darüber berichtet. Aber seine peinliche Kartierungsmethode und die Erkenntnis, daß von genauestem Messen der Streichrichtung und der Fallwinkel in erster Linie die Lösung tektonischer Aufgaben abhängt, brachte ihm dort erfreuliche Erfolge. Nach seiner Rückkehr aus Niederländisch-Indien arbeitete er als Privatassistent bei dem Baron von Reinach in Wiesbaden vom 20. November 1901 bis 20. Januar 1902. von Reinach bemühte sich, Fuchs zur Annahme einer Stelle am Senckenbergianum zu bewegen und sich auf die Universitätslaufbahn vorzubereiten. Aber die Liebe zum Feldgeologen überwog. Fuchs wollte die Natur erwandern, und deshalb ergriff er freudig die Gelegenheit, am 1. Februar 1902 in die Preußische Geologische Landesanstalt einzutreten und begann seine geologische Aufnahmetätigkeit auf Bl. Godesberg unter der Aufsicht von H. Rauff.

In seinen persönlichen Akten fanden sich zwei Urteile, die zwei seiner Lehrer auf Anfrage des damaligen ersten Direktors der Geologischen Landesanstalt abgegeben haben. Das erste Urteil stammt von Em. Kayser und lautet: Kaum eine Vorlesung besucht, überwiegend seine Zeit mit kleinen Exkursionen ausgefüllt; sehr eigenartig, etwas unstet, ein in hohem Maße von sich eingenommener junger Mann, aber begabt. Wenn er sich die Hörner abgelaufen hat, wird er etwas Tüchtiges leisten können.

Dabei findet sich die Randbemerkung von Schmeisser: „Dazu kann er hier Gelegenheit finden!“

Das zweite Urteil schrieb von Zittel: Er beurteilt Fuchs als sehr kenntnisreich und im Paläozoikum ungemein bewandert. „Seine Übung im Kartieren und seine große Lokalkenntnis im Rheinischen Schiefergebirge dürfte ihn ganz besonders zum Aufnahmegeologen befähigen. Er geht wenig aus sich heraus, hat ein etwas abgeschlossenes Wesen und verkehrt wenig mit den übrigen Herren im Institut. Seine Umgangsformen sind übrigens gut und sein Fleiß und Interesse für wissenschaftliche Fragen höchst lobenswert. Er lebt hier in München ganz seinen Studien.“

Am 1. Februar 1913 rückte Fuchs zum Bezirksgeologen auf und wurde am 18. März 1924 zum Professor ernannt und am 1. Oktober 1925 zum Landesgeologen befördert. Während des Krieges nahm Fuchs an der Landesaufnahme in Belgien teil und zwar vom 1. Mai bis 30. November 1917 und vom 1. April bis zum 30. November 1918.

Im Jahre 1906 verheiratete sich Fuchs mit Wilhelmine Obermaier aus Nürnberg. Ein schwerer Schicksalsschlag traf ihn, als der Tod ihm seinen begabten Sohn Hugo im Alter von 20 Jahren entriß. Und als ihm in der zweiten Ehe, die er im Jahre 1924 mit Anna Traulsen aus Wiesbaden schloß, ein Knabe und ein Mädchen geschenkt wurden, galt seine ganze Fürsorge und Liebe der Familie. —

Schon als Marburger Student veröffentlichte A. FUCHS im Jahrbuch des Nassauischen Vereins für Naturkunde (1) die erste vorläufige Mitteilung über die Geologie seiner Heimat, der Loreleigegend. Auf Grund eigener umfangreicher Aufsammlungen von Fossilien hebt Verfasser den Unterschied in der Versteinerungsführung insbesondere der Grauwacken der Loreleigegend hervor gegenüber derjenigen der gleichen Horizonte in der Koblenzer Gegend. Er setzt sich dabei mit der vor kurzem erschienenen HOLZAPFEL'schen Abhandlung über den Mittelrhein auseinander und weiß eine Anzahl eigener Beobachtungen jener Darstellung gegenüberzustellen.

Die dieser Mitteilung zugrunde gelegten Fossilaufsammlungen wurden in den kommenden Jahren vervollständigt und ihre Bestimmungen zu der Münchener Dissertation über den Hunsrückschiefer und das Unterkoblenz der Loreleigegend (2) verarbeitet. Diese behandelt teilweise geologisches Neuland. Der Verfasser bemüht sich, durch sorgfältige Ausbeutung und Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse ein möglichst enges Netz von Profilen durch die Schichtenreihen dieses Gebietes zu legen. In einer Karte 1:25 000 werden die Ergebnisse kartographisch dargestellt. Der das Liegende der Unterkoblenzschichten bildende Hunsrückschiefer wird seinem Fauneninhalt nach durchgesprochen und kurz als die Zone des *Phacops ferdinandi* und des *Rhipidophyllum vulgare* charakterisiert. In diesem Hunsrückschiefer liegen drei Unterkoblenzmulden. Nördlich schließt sich ein Grauwackenzug bei Bornich an, der im einzelnen behandelt und zur Zone des *Spirifer assimilis* gestellt wird. Eine Anzahl von Profilen durch die Schichten des Forstbachtales, des Rheintales und nordöstlich Lierscheid bis Nastätten wird jeweils in mehrere Schichtenreihen, Zonen und Bänke gegliedert, deren Fauneninhalt und Leitfossilien genauestens bestimmt werden. Schon hier offenbart sich die reiche Faunenkenntnis des Verfassers und der gute Überblick über die bis dahin bekannte Devonfauna, wenn auch die Beschreibung und Abbildung der z. T. neuen Arten zu einem viel späteren Zeitpunkte erfolgte (17, 1915). Das Ergebnis der Dissertation ist die Gliederung des Unterkoblenz in der Loreleigegend in 1. die Zone des *Spirifer assimilis* und 2. die Zone des *Spirifer hercyniae,* welch beide Zonen wieder eingehend untergegliedert werden.

In der genannten Schichtenfolge treten Quarzite und Porphyroide auf, deren erste über die Erkenntnis HOLZAPFEL's hinaus in mehreren Zonen nachgewiesen werden. Mit den Unterkoblenzporphyroiden hat sich FUCHS wiederholt befaßt. Hier weist er darauf hin, daß erst im Hangenden des mittleren Horizontes der *Hercyniae*-Zone sich das erste Porphyroid einstellt, während Hunsrückschiefer, *Assimilis*-Zone und die Basis der *Hercyniae*-Zone noch frei von Porphyroiden sind. Die zahlreichen, am Mittelrhein und in der Gegend von Singhofen auftretenden Porphyroide hält FUCHS entgegen der Ansicht HOLZAPFEL's, aber in Übereinstimmung mit E. KAYSER als durch Faltung hervorgebrachte Wiederholungen einer oder doch nur weniger Gesteinslagen.

Im Anschluß an die in seiner Dissertation behandelten Unterkoblenzschichten zwischen Bornich und St. Goarshausen bzw. Wallmenach und Reichenberg führte FUCHS Kartierungen nördlich und südlich des genannten Gebietes durch, über deren Ergebnisse mit Rücksicht auf eine Sumatra-Reise nur eine vorläufige Mitteilung (3) gegeben wird. Außer den bekannten Porphyroidvorkommen werden vier neue nachgewiesen, die durch Überschiebungen aus einer bis höchstens drei Lagen entstanden sind. Auch die Diabasvorkommen, über deren Lagerungsform FUCHS noch 1932 (43) vortrug, werden um zwanzig

vermehrt. Auf Bl. Rettert wird die *Assimilis-* und die Basis der *Hercyniae*-Zone festgestellt. Zwischen Kaub und Lorch bzw. Weisel und Rauxel im Wispertal werden im Hunsrückschiefer Grauwackenlagen festgestellt, die stellenweise recht fossilreich sind und *Spirifer micropterus, Sp. arduennensis* und *Chonetes semiradiata* führen.

Die in seiner Dissertation von Fuchs durchgeführte Gliederung, insbesondere der Unterkoblenzschichten des Mittelrheins, fand nicht überall den Beifall der in dem gleichen Gebiet tätigen Geologen. Um insbesondere der von Holzapfel geübten Kritik entgegenzutreten, veröffentlichte Fuchs 1907 (7) eine eingehende Gliederung des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten mittelrheinischer Fazies auf Grund sowohl älterer Forschungen als auch der eigenen. Fuchs wendet sich dabei im einzelnen besonders gegen die abweichenden Meinungen bezüglich der oberen Grenze der Hunsrückschiefer und der Stellung der Porphyroide insbesondere desjenigen vom Weißestein bei Singhofen. Schon hier äußert Fuchs Bedenken gegen eine Gleichstellung des ganzen Oberen und sogar des Unteren Hunsrückschiefers als lokale Fazies mit den Unterkoblenzschichten. Die Basisschichten des Unterkoblenz hält er für frei von Porphyroiden, sie führen dagegen Gänge von weißem Gebirge, von denen zu den bisher bekannten noch eine große Zahl nachgewiesen werden konnte. Fuchs wiederholt die schon früher gemachte Feststellung, daß das Porphyroid von Singhofen typisch Unterkoblenz ist und seine Fauna sich im Hunsrückschiefer nicht findet, sie entspricht der dritten Unterkoblenzzone nach Fuchs. Im einzelnen bedeutet die hier veröffentlichte Spezialgliederung der Hunsrück- und der Unterkoblenzschichten einen erheblichen Fortschritt unserer Kenntnis gegenüber den ersten Fuchs'schen Ergebnissen des Jahres 1899.

Eine Anwendung der am Mittelrhein gewonnenen Spezialgliederung in größeren Gebieten kann, wie Fuchs betont, natürlich nur da erfolgen, wo es sich um dieselbe Fazies handelt.

1916 kommt dann Fuchs in einem Aufsatz in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (18) auf die Stratigraphie und die Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus zurück, nachdem er 1915 die Geologische Übersichtskarte der Lorelei-Gegend veröffentlicht hatte, auf der die damals bekannte Verbreitung der Unterkoblenzporphyroidtuffe über Tage und ihre Beziehungen zum Hangenden und Liegenden zur Darstellung gelangten.

Als weiteren wichtigen Leithorizont behandelt Fuchs in dem genannten Aufsatz (vgl. auch 12) die Zone der Plattensandsteine mit den Cypricardellenbänken und *Prosocoelus beushausenі*, die sich zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus verfolgen läßt. Trotz der weitgehenden stratigraphischen Übereinstimmung zwischen den Unterkoblenzschichten des Mittelrheins bzw. des unteren Lahngebietes und des östlichen Taunus besteht nach Fuchs ein bedeutender Gegensatz zwischen ihrer Oberflächenverbreitung hier und dort. Am Rhein schieben sich zwischen Unterkoblenzschichten und Taunusquarzit nebst Gedinnien in breitem Zuge noch die Hunsrückschiefer ein, während östlich der Idstein—Camberger Senke an die den Taunuskamm im Nordwesten begleitende große streichende Verwerfung nahezu ausschließlich Unterkoblenzschichten grenzen. Erklärt wird das dadurch, daß der Hunsrückschieferzug zwischen dem Rhein und der Gegend westlich von Idstein einen

Hauptsattel bildet, der nach NO untertaucht und in ganz natürlicher Weise zwischen der Lahnmulde und dem Taunuskamm von Unterkoblenzschichten überlagert wird. Die Ergebnisse seiner Aufnahmetätigkeit im östlichen Taunus veröffentlichte FUCHS 1927 in Bl. Oberreifenberg (Aufnahme zusammen mit LEPPLA), 1928 in Bl. Grävenwiesbach (erläutert durch SCHLOSSMACHER und MICHELS) und 1930 in Bl. Bad Schwalbach (Aufnahme zusammen mit LEPPLA).

Wegen seiner eingehenden Kenntnis der Devonstratigraphie des Mittelrheins erhielt FUCHS 1913 den Auftrag, den Emser Quellensattel und seine Umgebung einer geologischen Neuaufnahme im Maßstab 1:10000 zu unterziehen. Waren mit diesem Auftrag auch im wesentlichen praktisch-geologische Ziele verknüpft, so ergaben sich auch wissenschaftliche Ergebnisse bezüglich der Gliederung und der Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und im Ganggebiet von Bad Ems (19). Auf Grund der petrographischen und der paläontologischen Ausbildung wird eine eingehende Gliederung des Obersten Unterdevons und des Untersten Mitteldevons des untersuchten Gebietes gegeben. Diese Gliederung wird der Kartierung zugrunde gelegt, aus der dann die wichtigen Schlüsse auf die Tektonik sowohl des Emser Quellensattels und seiner Umgebung, wie auch auf die Tektonik des Emser Ganggebietes gezogen werden.

Bevor wir FUCHS' Arbeitsgebiet südlich der Lahn verlassen, haben wir noch das Hunsrückschiefer-Problem zu erwähnen, zu dem er sich wiederholt geäußert hat, und dem seine letzte, unvollendete paläontologische Arbeit gewidmet war.

Im Anschluß an seine Erstlingsarbeiten (2) und den im Jahre 1907 (7) veröffentlichten Aufsatz erschien 1915 die schon genannte Geologische Übersichtskarte der Lorelei-Gegend, in der eine Gliederung des Hunsrückschiefers in fünf Zonen vorgenommen wurde, die sich auf den Wechsel von reineren Tonschieferzonen und solchen, die reicher an sandigen Einlagerungen sind, gründete. Faunistisch führt der rechtsrheinische Hunsrückschiefer keine für die Siegener Schichten bezeichnende Leitfossilien. Dagegen finden sich immer wieder beisammen *Spirifer arduennensis* und *Spirifer incertus*. Die für die Siegener Schichten leitende *Rensselaeria crassicosta* fehlt gänzlich. Erst über der Siegener Fauna folgt sowohl am Mittelrhein vom hohen Taunus bis auf den Südostflügel der Lahn—Dillmulde, wie auch vom südlichen Siegerland bis zum Nordwestflügel des genannten Muldensystems die Hunsrückfauna mit *Spirifer assimilis* und den oben genannten beiden Spiriferen, im Hangenden endlich die Unterkoblenzfauna mit *Spirifer hercyniae, Sp. arduennensis* und zahlreichen Spiriferen der *Subcuspidatus*-Gruppe. Wie stets legt FUCHS auch hier den Hauptwert auf die Vergesellschaftung der häufigsten, bankbildenden Arten. Eine Zusammenstellung solcher bankbildender Fossilien im rheinischen Unter- und Mitteldevon und Bemerkungen über ihre stratigraphische Bedeutung gibt er in anderem Zusammenhang (27). Schon vorher äußerte er sich auch über die stratigraphische Bedeutung der Gattung *Newberria*. Im Gegensatz zu den älteren Forschern, die den Hunsrückschiefer als eine Faziesbezeichnung begriffen, faßt er den Bornicher und den Cauber Horizont mit seinem unmittelbaren Liegenden als Hunsrückschiefer im stratigraphischen Sinne auf und stellt sie als Einheit zwischen die Siegener und die Unterkoblenzschichten. Die Schwierigkeiten, die sich aus der von E. ASSELBERGHS für die Ardennen vertretenen, abweichenden Auffassung ergeben, glaubt FUCHS nur auf paläontologischem Wege beheben zu können.

Im Siegerland beteiligt sich Fuchs an den Aufnahmen der Blätter Freudenburg und Hilchenbach, die, vor längerer Zeit begonnen, erst 1932 erscheinen. Es gehört zu seinem vornehmen Charakter, daß Fuchs stets die Ergebnisse der Vorgänger und ihre Verdienste in das rechte Licht rückte. Tat er das am Taunus mit A. von Reinach, E. Kayser und besonders C. Koch, so gab ihm der Tod August Denckmann's Gelegenheit, in einem warmempfundenen Nachruf (29) des Verstorbenen Verdienste um die Geologie des Siegerlandes hervorzuheben. Geschichtliche Überblicke hielt Fuchs überhaupt für nützlich und zur Selbstkritik erzieherisch, und wir finden solche in vielen Aufsätzen und Erläuterungen, die seiner Feder entstammen.

Den Anschluß an das Siegerland erreicht Fuchs erstmalig durch die Bearbeitung einer Unterkoblenzfauna bei Daaden (9). Die von F. Drevermann vermutete Äquivalenz der Herdorfer Schichten mit dem Unterkoblenz wurde durch die Erkenntnis widerlegt, daß die Seifener Fauna über dem Tonschieferhorizont liegt. Ein einwandfreier Beweis für die Zugehörigkeit der Herdorfer Stufe zu den Siegener Schichten konnte erst dadurch erbracht werden, daß im Hangenden eine typische Unterkoblenzfauna nachgewiesen wurde. Der bereits von Frech angegebene Fundpunkt bei Daaden wurde von Denckmann erneut aufgefunden und die Fauna als Unterkoblenz angesprochen. Fuchs bearbeitete sie (9).

Abgesehen von den Erläuterungen zu den von ihm aufgenommenen Blättern hat Fuchs nur wenig über das Siegerland veröffentlicht. Das mag in der Zurückhaltung begründet sein, die er sich bei Meinungsverschiedenheiten mit seinen Kollegen auferlegte, es kann aber auch die Überzeugung maßgebend gewesen sein, daß noch nicht alles völlig spruchreif sei. Trotzdem hat Fuchs seine Ansicht freimütig vertreten. 1923 behandelte er (27) Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten im Ganggebiete des Eisenzecher, des Kulnwalder und des Apfelbaumer Zuges und in der Gegend von Müsen. Ausgehend von der Denckmann'schen Gliederung der jüngeren Siegener Schichten in drei Horizonte, von denen der älteste petrographisch wiederum in drei Unterzonen zerfällt, wird die Fossilführung kurz behandelt und besonders auf einen im Rauhflaserhorizont auftretenden Grauwackensandsteinzug hingewiesen, der sich weithin verfolgen läßt. Diese Aufnahmen erfolgten im Maßstab 1:10 000. In kleinerem Maßstabe wurden Übersichtsaufnahmen in denjenigen Gesteinsreihen durchgeführt, die nach Denckmann zu den tieferen Horizonten der Siegener Schichten gehören. Fuchs brachte hier aus seinen Kartierungen im Ebbegebirge und im Remscheid-Altenaer Sattel die Kenntnis der Bunten Ebbe- und der Verseschichten mit und er vergleicht die bunten Schichten von Müsen mit dem Gedinne bzw. den bunten Schichten von Oignies und den bunten Taunusphylliten.

Fuchs verteidigt diese schon von Denckmann verfochtene Ansicht auch in einem Vortrag, den er 1926 in einer Sitzung der Preußischen Geologischen Landesanstalt hielt (30), und bringt neue paläontologische Beweise bei. Auch die Sattelstellung der roten Schiefer bei Müsen und ihre normale Überlagerung durch blaugraue Schiefer auf beiden Sattelflügeln ist nunmehr einwandfrei nachgewiesen. Die Hauptauffaltung des Siegerländer Unterdevons liegt also nicht im Süden auf der über Niederschelden streichenden Antiklinalen (Niederscheldener Sattel), sondern im Norden auf der Linie Müsen—Bensberg (Bensberg—Müsener Sattelgruppe).

Die Tätigkeit als Geologe im besetzten Gebiet gab FUCHS willkommene Gelegenheit zu Vergleichen zwischen den belgischen und den sauerländischen Faziesgebieten (25), wobei seine Deutung der Verseschichten als Äquivalente der Fauna von Liévin ihre Bestätigung fand. In seiner ersten Arbeit über die Versefauna (20) vermied FUCHS auf die Altersfrage einzugehen. Erst die Möglichkeit, die bis dahin für das rheinische Unterdevon so fremdartige Fauna mit den Faunen von Mondrepuits, Liévin und Weismes an Ort und Stelle zu vergleichen, brachte die Gewißheit, daß die Versefauna an die Basis des Devons oder auch in das Oberste Obersilur zu stellen ist. In übersichtlicher Form behandelt FUCHS das süd- und das nordbelgische Faziesgebiet. Vergleiche zwischen den Gesteinen der Gedinnestufe im südbelgischen Faziesgebiet und denen im Ebbegebirge und im Remscheid—Altenaer Sattelkern bei Solingen werden gezogen, völlige Übereinstimmung jedoch zwischen den Verseschichten und der dem nordbelgischen Faziesgebiet angehörenden Fauna von Liévin bei Lens gefunden. Nahe verwandt ist ferner die Fauna von Weismes. Im einzelnen wird dies an Hand der Bestimmung der Versteinerungen von den französischen und belgischen Fundorten und durch einen Vergleich mit der Versefauna belegt.

Eine weitere Fauna von Gedinne- bzw. Mondrepuits-Alter aus dem Goldsteintal im Taunus bei Wiesbaden, von A. VON REINACH erstmalig entdeckt, ist durch den Gebirgsdruck derartig verzerrt und verändert, daß nur große Vorsicht und lange Erfahrung Verwechslungen und Irrtümer vermeiden konnten. Diese Erfahrung stand FUCHS zur Seite und so ging er an die schwierige Bearbeitung der Fauna, aus der er eine Anzahl Korallen und Brachiopoden identifizieren konnte (37).

Im Jahre 1905 war FUCHS als Nachfolger DENCKMANN's die Spezialkartierung des Sauerlandes übertragen worden. Er schloß sich dabei eng an die Gliederung DENCKMANN's an. Die Blätter Hagen i. Westfalen, Iserlohn und Hohenlimburg wurden von FUCHS z. T. mit anderen gemeinsam aufgenommen und zu den Karten Erläuterungen verfaßt. Kartiert wurden ferner die Blätter Lüdenscheid, Meinerzhagen, Altena und Herscheid. Die Ergebnisse dieser Kartierung und zahlreicher Übersichtsbegehungen wurden in einer Übersichtskarte des Sauerlandes und des Bergischen Landes 1 : 100 000 zusammengefaßt. Noch ehe die Ergebnisse veröffentlicht waren, war FUCHS gezwungen, einer die DENCKMANN'sche Stratigraphie völlig ableugnenden Veröffentlichung WINTERFELD's entgegenzutreten (10). Er tat das zusammen mit W. E. SCHMIDT durch eine kurze Darstellung der Schichtenentwicklung und des Gebirgsbaues im Lenneschiefergebiet des Sauerlandes und des Bergischen Landes und verteidigte auf diese Weise die eigenen und DENCKMANN's Ergebnisse gegenüber den völlig abwegigen stratigraphischen und tektonischen Darstellungen und Deutungen WINTERFELD's. Da dieser erneut erwiderte, veröffentlichte FUCHS zur Wahrung seiner Priorität in einer weiteren Antwort (14) aus dem Aktenmaterial der Geologischen Landesanstalt einen vorläufigen Bericht über eine Begehung der Eisenbahnstrecke Oberbrügge—Marienheide—Wipperfürth. Aus der Antwort geht eindeutig hervor, daß die von WINTERFELD in Anspruch genommenen Erkenntnisse, soweit sie wissenschaftlich haltbar sind, von DENCKMANN, FUCHS und W. E. SCHMIDT schon vorher erarbeitet waren.

Im Jahre 1911 erschienen die geologischen Blätter Hagen, Hohenlimburg und Iserlohn, 1919—1923 die Blätter Lüdenscheid, Altena i. W., Meinerzhagen

und Herscheid. Stützte sich die Kartierung der erstgenannten drei Blätter im wesentlichen auf die von A. Denckmann geschaffene Grundlage, von der Fuchs erkannte, daß sie unter Hinzufügung der von Spriestersbach und Fuchs aufgestellten neuen Stufe, der Remscheider Schichten (8), für das ganze Gebiet der Wupper und Lenne Gültigkeit hat, so beruhen die Aufnahmen der südlich anstoßenden, in zweiter Linie genannten Blätter auf einer von Fuchs selbst durchgeführten Gliederung. Die erste, vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie der Lenneschiefer dieses Gebietes machte er 1912 (12), in der er die Verseschichten als tiefste Schichtenfolge des Ebbesattels und überhaupt als ältestes Schichtglied zwischen Rhein, Ruhr, Lenne und Siegerland ansprach. Infolge eines Fazieswechsels wurde auf dem Nordflügel des Ebbesattels im Versetal bei Lüdenscheid und auf dem Südflügel östlich Wipperfürth eine besondere Gliederung der auf die *Caltrijugatus*-Zone folgenden jüngeren Schichten erforderlich. Zone der Crinoidenschiefer, Meinerzhagener Sandstein, Selscheider Calceolaschiefer und Oberer *Newberria*-Sandstein sind die von Fuchs eingeführten Schichtennamen.

Die vielfach recht verwickelten stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im westlichen Teil des Remscheid—Altenaer und des Ebbesattels sind Gegenstand einer ausführlichen Studie (16), die von einer geologischen Übersichtskarte 1:120 000 des mittleren Wuppergebietes und zahlreichen Profilen begleitet ist. Eingehend werden die tektonischen Elemente, Spezialfaltungslinien, Horste, Gräben und Staffelbrüche, Auskeilen und Verschmälern einzelner Stufen an streichenden Verwerfungen, die Bedeutung der Spezialfaltung für die horizontale Verbreiterung und Verschmälerung einzelner Stufen u. dgl. mehr erörtert. Einen breiten Raum nimmt die Darstellung der petrographisch-stratigraphischen Entwicklung der Verse- und der bunten Ebbeschichten und ihrer Lagerungsverhältnisse ein. Kurz werden auch die Gliederung und die Verbreitung der mitteldevonischen Schichtenfolge des genannten Gebietes behandelt und eine Übersicht über die Gliederung des jüngeren Unterdevons und des Unteren Mitteldevons im sauerländischen Faziesgebiet und in der nördlichen Eifel gegeben.

Ein Block von 17 Blättern mit den Lieferungen 163, 220, 234, 235, 263 und 316 ist das Ergebnis der Kartiertätigkeit von Fuchs im Bergischen und im Sauerlande. Bei einigen Blättern wurde er von Mitarbeitern unterstützt, das schwierige Unter- und ältere Mitteldevon blieb aber zumeist seiner Bearbeitung vorbehalten. In den Erläuterungen zu diesen Lieferungen legt er alles das nieder, was in mühevoller Kartierarbeit gefunden ist, eingehend sind seine Faunenlisten, erschöpfend seine Darstellungen der tektonischen Verhältnisse, die jüngsten Formationen werden mit dem gleichen Interesse behandelt wie die paläozoischen.

Den tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend von Solingen widmet Fuchs eine eigene kleine Veröffentlichung (33), in der er insbesondere auf die Schwierigkeit der Trennung der petrographisch sehr ähnlichen Bildungen hinweist.

Ein wichtiges Hilfsmittel für die richtige Erkenntnis des Schichtenaufbaues und die Parallelisierung der Schichten bildet für Fuchs die Abgrenzung der Faziesgebiete. Schon 1907 (7) hatte er fünf Faziesgebiete im rheinischen Unter- und Mitteldevon aufgeführt:

1. das mittelrheinische,
2. das Eifeler,
3. das Siegener,
4. das hessische und
5. das sauerländische.

1915 faßte er eine Anzahl Einzelbeobachtungen unter dem Gesichtspunkt zusammen, daß sie im Devon des sauerländischen Faziesgebietes gemacht wurden (15). Der gleiche Gesichtspunkt ist bei der Vereinigung der Veröffentlichung zweier ganz verschiedenaltriger Faunen maßgebend (20).

Innerhalb des sauerländischen Faziesgebietes ist nach FUCHS zuweilen ein Fazieswechsel von mehr örtlicher Art zu beobachten (21). So in den Unterhonseler Schichten zwischen dem Ennepetal und dem mittleren Wuppertal. Hier nehmen die genannten Schichten wiederholt Bankfolgen roter Schiefer auf, die eine Trennung von den petrographisch ähnlich ausgebildeten Brandenbergschichten sehr erschweren.

Ein kurzes Vortragsreferat (45) befaßt sich mit der Sedimentations- und Faunenfolge im Unter- und Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges. Diese umfaßt zwei Richtungen: ein räumliches Nebeneinander und ein zeitliches Nacheinander. So gibt es einen Fazieswechsel in horizontaler und einen in vertikaler Richtung. Schon GOSSELET unterscheidet unter diesem Gesichtswinkel eine Nord- und eine Südfazies im Unter- und Mitteldevon der Ardennen. Der gleiche Gegensatz besteht auch im Rheinischen Schiefergebirge, wo im Norden die lateritischen Abschlämmassen und die konglomeratischen und grobsandigen Gesteine herrschen, während im Süden feinkörnige, tonigsandige und mergelig-kalkige Sedimente mit rein mariner Fauna verbreitet sind. Als Südgrenze für die Nordfazies wird von FUCHS die südliche Hauptgrenze der Landpflanzenverbreitung im Unterdevon gewählt und in die dem Aufsatz beigegebene Karte der Faziesgebiete eingetragen. Für die Nordwestgrenze der mittelrheinischen Fazies wird die nordwestliche Grenze des Hunsrückschiefers und teilweise des Gilsbacher Quarzits gewählt.

Die Faunenfolgen des Unterdevons sind im Bereich der Südfazies am vollständigsten. Jm Osten, im Bereich der hessischen und böhmischen Faziesentwicklung finden sich große Faunenlücken. Jm Mitteldevon des sauerländischen Faziesgebietes haben die Faunen eine ähnliche Selbständigkeit wie im Unterdevon der Südfazies.

Linksrheinisch hat FUCHS, abgesehen von seiner Tätigkeit im kriegsbesetzten belgischen Gebiet, sich nur an den Aufnahmen in der Nordeifel beteiligt, über die ein kurzer Aufnahmebericht (5) und dann erst wieder die Erläuterungen zu den Blättern Euskirchen und Rheinbach vorliegen.

Die letzten Jahre seiner Kartiertätigkeit widmete er dem linksrheinischen Mittelrheingebiet, dem Hunsrück, der ihm mit seiner tiefgründigen Oberflächenverwitterung und seinen tertiären Schotterterrassen mancherlei Probleme bot, über die aber nur eine Veröffentlichung vorliegt. Im Anschluß an die Untersuchungen über die Lagerungsform und das Alter der sauerländisch-bergischen Diabasgänge, über die FUCHS 1931 vortrug (43), behandelte ein im folgenden Jahre gehaltener Vortrag (44) die Lagerungsform mittelrheinischer Diabase auf Bl. Kestert. Jene sind im Gegensatz zu den zweiten von einer ausgesprochenen Schieferung nicht betroffen und ihre körnige Struk-

tur ist deshalb besser erhalten. Ihr Verlauf ließ sich durch die Verbindung zahlreicher, gegeneinander versetzter Einzelstücke auf beträchtliche Länge verfolgen. Ihr Streichen geht von WSW nach ONO bis höchstens NO, wie Fuchs durch Messung insbesondere der Salbänder feststellen konnte.

Im Gegensatz dazu findet man am Mittelrhein zwei ganz verschieden streichende Diabasgangsysteme nebeneinander, von denen das eine ONO bis höchstens NO und das zweite annähernd meridional verläuft. Das Alter der sauerländisch-bergischen Diabasgänge ist durch die prädiabasische Brandenbergfaltung bezeichnet, die auf die präsideritische Faltung folgt, welche mit der Rimmerttransgression beendet ist. Mit dem Aufreißen des ONO gerichteten Diabasgangsystems ist ein gleichgerichtetes altes Verwerfungssystem verbunden. Dasselbe Verhältnis trifft man auch am Mittelrhein, wo das Diabasmagma bei seinem Aufdringen bereits die oben genannten zwei Hauptrichtungen der Klüftung vorfand.

Fauneninhalt und petrographische Ausbildung der Schichten allein vermochten Fuchs in dem ihm zur Kartierung anvertrauten Gebiet nicht immer Wegweiser in dem komplizierten geologischen Bau zu sein. Es ist daher bezeichnend für die Methode, mit der Fuchs seine Blätter kartierte, daß sich auf diesen in ungewöhnlich großer Zahl tektonische Eintragungen des Streichens und Fallens der Schichtung, der Schieferung und der Klüftung finden. Tektonische Probleme erwuchsen ihm aus der Kartierung immer aufs neue. Eine stattliche Reihe von Veröffentlichungen beschäftigt sich mit ihnen (16, 18, 19, 27, 30, 34, 35, 38). Hier sei insbesondere auf zwei eingegangen, die die ausgezeichnete Beobachtungsgabe von Fuchs dartun. Auf den Nordwestflügeln der sauerländisch-bergischen Hauptsättel sind scheinbar konkordant in andersaltrige Lenneschieferstufen nordöstlich streichende Schichtenzüge eingeschaltet, die mitsamt ihrem Hangenden und Liegenden nach NW einfallen. In der Regel ist mit dieser Erscheinung eine mehrfach wechselnde allmähliche Zu- und Abnahme der Größe der Einfallswinkel verbunden. Es handelt sich dabei um ganz oder teilweise isoklinal gebaute Sättel und Mulden, deren Achsen nach NW einfallen. Fuchs (34, 35, wir folgen hier z. T. wörtlich seiner Darstellung) nannte diese Art der Faltenstellung heterotrop, d. h. von der Schubrichtung abgewandt. Das Einfallen der Achsenebenen von Sätteln und Mulden anderer Gebiete, das nach SO gekehrt ist, bezeichnete Fuchs mit Rücksicht auf den der Schubrichtung genäherten Verlauf als isotrop und die stehende Falte endlich als orthotrop.

An einer Reihe von Beispielen, insbesondere dem graublauen Schieferzug von Gründerhammer (vgl. 16) und den in den Erläuterungen zu Blatt Iserlohn als Iserlohner Gräben bezeichneten Oberhonseler Schichtenzügen im Hauptverbreitungsgebiet der Unterhonseler Schichten, sowie an dem Beispiel zweier Schieferzüge im Wupperprofil oberhalb Beyenburg werden die interessanten Verhältnisse erläutert, ihre möglichen Deutungen erörtert und durch heterotrope Faltenstellung erklärt.

Nicht nur im Lenneschiefergebiet, auch im Taunus und Hunsrück ist auf den dortigen Nordwestflügeln der Hauptsättel heterotrope Faltenstellung verbreitet, zu der ein von SO kommender Tangentialdruck vollkommen ausreicht. Ein von NW her wirkender Schub hat bei der Auffaltung des Rheinischen Schiefergebirges nach Fuchs nirgends bestanden.

Als zweites tektonisches Problem sei die präsideritische Schieferung genannt. Im Remscheid-Altenaer Sattel beobachtete FUCHS die häufige Wiederkehr einer scharf NNO bis NO streichenden Schieferung, die nicht als Schleppung an jüngeren Störungen erklärt werden kann. Sie hat im wesentlichen die Verse- und die bunten Ebbeschichten betroffen; wieweit sie auch jüngere Schichten ergriffen hat, ist ungewiß. Um Richtung und Alter der Schieferung zu bezeichnen, nannte sie FUCHS präsideritisch. Sie ist das Ergebnis des präsideritsichen, mehr von OSO wirkenden Faltendrucks. Ihr Alter ist durch die beiden Hauptphasen der präsideritischen Faltung bestimmt.

Den ONO gerichteten jüngeren Faltenzügen des obersten Mitteldevons bis Unterkarbons entspricht im Kern des Remscheid-Altenaer Sattels eine jüngere, ebenfalls ONO-streichende Schieferung, die die präsideritische unter spitzem Winkel kreuzt. Es entstehen dadurch langgestreckte rhomboedrische Absonderungsformen.

Beruhen diese scharfsinnigen Schlüsse von FUCHS vielfach auf Kleinbeobachtungen im Felde, so beschäftigt sich ein Vortrag in der Sitzung der Geologischen Landesanstalt (38) mit einigen tektonischen Hauptlinien im Rheinischen Schiefergebirge einschließlich der Ardennen.

Die Hauptachsen der Faltung, die streichenden Hauptstörungen und die Hauptquerverwerfungen werden kurz behandelt — ein ausführlicher Aufsatz war von FUCHS in Aussicht genommen.

Die Erörterung der streichenden Störungen gibt FUCHS Gelegenheit, die Kammverwerfung des Taunus als Liegendsprung, die Ennepeverwerfung mit QUIRING als tektonischen Bruch zu betrachten. Insonderheit wendet sich FUCHS auch gegen den von GERTH und KOSSMAT unternommenen Versuch, den alpinen Deckenbau auf die Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges zu übertragen, wenn er auch mit anderen Autoren das Vorkommen von Deckenüberschiebungen nicht leugnet. Die dadurch entstehenden tektonischen Linien sind jedoch nicht, wie man nach KOSSMAT's Darstellung annehmen müßte, für den Wechsel z. B. zwischen mittelrheinischer und hessischer Fazies maßgebend. Die ungleichartige Faziesverteilung entstand vielmehr in den Zeiten vor den Ueberschiebungen.

FUCHS hat von Jugend an das größte Interesse für Versteinerungen gezeigt. Als Schüler schon streifte er z. T. mit seinem Freunde J. SPRIESTERSBACH sammelnd in der Umgebung seines Heimatortes Bornich bei St. Goarshausen umher. Die damals zusammengebrachte umfangreiche Fossiliensammlung bildete die Grundlage für seine Dissertation, sie ging später in den Besitz des Geologischen Landesmuseums über. Bei der Beschäftigung mit den Devonversteinerungen hatte er sich der Unterstützung so guter Kenner wie EM. KAYSER's, O. FOLLMANN's und L. BEUSHAUSEN's zu erfreuen. Seine paläontologischen Kenntnisse erweiterte er in der ausgezeichneten Schule K. VON ZITTEL's in München. So ist FUCHS neben einem erfahrenen Devon-Stratigraphen und Tektoniker vor allem auch ein ausgezeichneter Paläontologe gewesen. Wenn in der Liste seiner Veröffentlichungen nur acht rein paläontologische Schriften stehen, so findet das seine Erklärung einmal in der Tatsache, daß paläontologische Arbeiten stets sehr viel Zeit beanspruchen, die dem kartierenden Geologen nur selten zur Verfügung steht, zumal er aus dienstlichen Gründen im Frühjahr seine Arbeit oft plötzlich abbrechen muß, um dann im folgenden Winter sich mit viel Mühe erneut einzuarbeiten und den abgerissenen Faden wieder aufzunehmen. Der zweite Grund liegt in der

vorsichtigen Natur von Fuchs, der erst dann an die Niederschrift und die Veröffentlichung ging, wenn alle Fragen geklärt waren und Irrtümer ausgeschlossen erschienen.

Die erste Arbeit behandelt die unterdevonischen Rensselaerien des Rheingebietes (4), eine Tiergruppe, die mangels der Kenntnis des Armgerüstes mancherlei Fehldeutungen ausgesetzt war. Auch Fuchs muß sich darauf beschränken, die Schalenwölbung, die Länge des Medianseptums und die Berippung zur Gruppierung der Formen in drei Gruppen zu benutzen. Den bisher bekannten Arten fügt er vier neue hinzu, die er nach dem Vorgange Drevermann's später zur Gattung *Trigeria* bzw. *Centronella* stellt.

Zusammen mit seinem Freunde J. Spriestersbach war es Fuchs gelungen, in der Gegend von Remscheid einen Zug von mit Tonschiefern wechsellagernden Grauwackenschiefern nachzuweisen, von denen besonders die ersten eine Fauna umschließen, deren Verwandtschaft mit den Oberkoblenzfaunen schon Beushausen erkannt hatte. Em. Kayser hingegen hatte einem Teil der darin auftretenden Formen das Alter der Siegener Faunen zugesprochen. Die monographische Bearbeitung der Remscheider Fauna ergab eine unverkennbare Ähnlichkeit mit der Fauna des Hauptspiriferensandsteins des Harzes und ihr Alter erwies sich als das der Oberkoblenzschichten. Zahlreiche neue Arten fehlen am Mittelrhein, sind aber von fast sämtlichen Fundpunkten der Remscheider Schichten vertreten. Fuchs erklärt das durch einen bedeutenden Fazieswechsel infolge einer ursprünglichen oder zeitweiligen Trennung des mittel- und des norddeutschen Devonmeeres. Er behandelte die Brachiopoden und Gastropoden, während J. Spriestersbach die Algen, Lamellibranchier und Crustaceen der Remscheider Schichten bearbeitete.

Die bei der Aufstellung von Faunenlisten zu stratigraphischen Zwecken ermittelten neuen oder weniger bekannten Molluskoiden und Mollusken aus deutschem Devon werden in einem 1912 veröffentlichten Aufsatz (13) beschrieben und abgebildet. Erst 1915 fand Fuchs Gelegenheit, die in seinen früheren Veröffentlichungen über das Unterdevon der Loreleigegend als neu aufgeführten Arten und Gattungen zu beschreiben und abzubilden (17). Gedacht war diese Abhandlung als erster, paläontologischer Teil, dem ein stratigraphischer über die Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend) folgen sollte. Andere Aufgaben ließen ihn nicht zur Ausführung kommen. Die Erhaltung der Versteinerungen ist infolge der eine erhebliche Verdrückung hervorrufenden transversalen Schieferung sehr schlecht, und es bedurfte, wie schon oben bei der Erwähnung der Gedinne-Fauna aus dem Taunus (37) ausgeführt wurde, der weitgehenden Erfahrung und gründlichen Formenkenntnis, über die Fuchs verfügte, um zu dem vorliegenden Ergebnis zu kommen. Die Versefauna bildet, wie schon eben erwähnt, ein für das rheinische Devon durchaus fremdes, bis dahin unbekanntes Element. Es ist verständlich, daß Fuchs auf paläontologischem Wege der stratigraphischen Fixierung der Schichten nahezukommen trachtete, und so veröffentlichte er 1919 (20) zunächst eine Anzahl Arten und Gattungen, die durchweg neu sind, und vermag deswegen ein Urteil über das Alter der Verseschichten noch nicht abzugeben. In der gleichen Arbeit gibt er eine Reihe neuer Arten aus den Hobräcker Schichten bekannt, bei denen fast ausnahmslos eine Verwandtschaft mit bisher bekannten nicht festzustellen ist.

Von nun an beschäftigte sich FUCHS, abgesehen von einer Hunsrückschieferfauna von Mayen, die er fast zum Abschluß brachte, paläontologisch nur mit der Gedinne-Fauna, über die er eine große Monographie, ähnlich der über die Fauna von Liévin von den Franzosen herausgegebenen zu veröffentlichen beabsichtigte. Infolge der jährlichen Unterbrechungen durch die Kartiertätigkeit konnte die Arbeit nur langsam gefördert werden. FUCHS entschloß sich daher, einen weiteren Beitrag zur Kenntnis der unteren Gedinnefauna 1929) (36) zu veröffentlichen, in dem er diejenigen neuen Arten abbildete und beschrieb, auf die er seine in der Zwischenzeit erfolgten stratigraphischen Studien über die Verseschichten stützte.

Der allzu frühe Tod hat leider verhindert, daß die jahrelange große Erfahrung, die FUCHS bei seiner Beschäftigung mit diesen deutschen Siluro-Devonfaunen sammeln konnte, in der geplanten Monographie ihren Ausdruck fand. An der Entwicklung des Geologischen Landesmuseums, dem er manchen wichtigen Fund zugeführt hat, nahm FUCHS lebhaften Anteil. Mit voller Zustimmung griff er den Plan auf, eine Bearbeitung der gesamten Devonfauna durchzuführen, die er für die erste Voraussetzung einer erfolgreichen Gliederung und Parallelisierung der faziell so überaus verschiedenen rheinischen Devonschichten hielt. Seine reiche Faunenkenntnis sollte dem in Angriff genommenen Werk nicht mehr zugute kommen.

Auch die Redaktion des Devon-Bandes der vergleichenden Stratigraphie hatte FUCHS übernommen, obgleich er sich wohl bewußt war, daß infolge der fehlenden, oben genannten paläontologischen Grundlage, in dem Bande nur ein Rechenschaftsbericht über das bisher Erreichte, nicht aber ein abgerundetes Bild von der ihm so sehr am Herzen liegenden Devonformation gegeben werden kann.

Einen großen Umfang haben aber auch die praktischen geologischen Arbeiten von FUCHS. Es liegt in der Natur der Sache, daß verhältnismäßig wenige Ergebnisse aus dieser Tätigkeit veröffentlicht sind. Der weitaus größte Teil ruht in unserem Archiv. Besonders hervorzuheben ist hier die bereits oben erwähnte Untersuchung über den Quellensattel und das Ganggebiet von Bad Ems (19). Die Untersuchungen über die Altersbeziehungen von Faltungen, Gängen und Verwerfungen bestätigen im wesentlichen die von C. KOCH, A. DENCKMANN und W. BORNHARDT vertretenen Auffassungen. Im einzelnen entwickelt FUCHS die Entstehungsweise der Gänge folgendermaßen:

„Zunächst einfache Faltung, dann ein von der Faltung unabhängiges Aufreißen der ältesten streichenden Störungen, und der Zwischengangsspalten und Absenkungsvorgänge an ihnen, zum dritten das Aufreißen der Hauptbestege und Kluftgangspalten in nächster Nähe oder unmittelbar in den Sattel- und Muldenachsen parallel diesen und Absinken der liegenden Gebirgsblöcke, begleitet von Schleppungserscheinungen der Zwischengangsspalten, viertens gleichzeitiges Eindringen mineralischer Lösungen in Zwischengänge, Hauptbestege und Kluftgänge, soweit dieselben als offene Spalten stehen geblieben sind."

Er erläutert die weitere Aufeinanderfolge von präsideritischer Faltung, devonischer Gangbildung und jüngeren Störungen durch instruktive Grundrißdarstellungen und weist in dieser Arbeit auch auf junge Zersetzungserscheinungen in den Mineralgängen hin, „für die nicht die gewöhnliche Zersetzung vom Tage her" verantwortlich zu machen sei.

Angeregt durch verschiedene Gutachten über Wasserversorgungen veröffentlichte Fuchs 1931 eine Arbeit über die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung im Schiefer- und Grauwackengebirge (42). Zunächst behandelt er die allgemeinen Grundlagen der Wasserversorgung im Gebirge, die Gesteinsarten, die Lagerung der Schichten und die Kluft- und Spaltensysteme. Daran an schließt sich ein spezieller Abschnitt über die Wasserführung im Schiefer- und Grauwackengebirge. Nach seinen vielfachen Beobachtungen schätzt er die stündlichen unterirdischen Wasserzuflüsse auf 7—12 cbm, wenn sandige Gesteine wie Grauwacken, Grauwackensandsteine, Quarzite und Konglomerate vorhanden sind. Herrschen Tongesteine vor, so sind nur 3 cbm oder weniger zu erwarten. Sind die wasserführenden Schichten stark klüftig und von Verwerfungen durchsetzt, so kann man mit Wasserzuflüssen von 35—40 cbm stündlich rechnen, bei weithin durchsetzenden Spalten sogar mit 80—100 cbm. In besonderen Fällen, bei muldenförmig gelagerten wasserdurchlässigen Kalkschichten sind Ergiebigkeiten bis 200 cbm stündlich angetroffen. Besonders wird der Einfluß der verschiedenen mineralischen Lösungen aus unterirdischem Gebirgswasser behandelt. Eine Reihe von aus der Praxis entnommenen und durch Profile erläuterten Beispielen belegt die Nutzanwendung.

Sein Arbeitsgebiet gab ihm auch wiederholt Gelegenheit, sich mit der technischen Verwertung von Gesteinen zu befassen. So nahm er sich besonders der Grauwackensandsteine und Quarzite an und wies in einem längeren Aufsatz in der Zeitschrift für Praktische Geologie (32) nach, daß in den Mühlenbergschichten und im Unnenbergsandstein Grauwackenmächtigkeiten von 50—100 m liegen, die beim Abbau zu Kleinschlag den Vergleich mit den Basaltvorkommen durchaus nicht zu scheuen brauchen und in bezug auf die Haltbarkeit zu den besten Bettungsstoffen gehören.

Durch seine gewissenhafte und geschickte Arbeitsmethode vereint mit reicher Erfahrung hatte sich A. Fuchs auf dem Gebiete der praktischen Geologie sehr guter Erfolge zu erfreuen. Sein Rat war geschätzt und gesucht und die Leitung seiner Behörde zog ihn oftmals zur Bearbeitung besonderer Lagerstättenprobleme heran. Auch nach dem Ausland führte sein Weg. So reisten wir 1912 und 1913 zusammen im Isker- und Rhodope-Gebirge und fanden bei dieser Gelegenheit damals im Iskertal die ersten Belege für das dort anstehende produktive Karbon.

Fuchs war Mitglied einer Anzahl von wissenschaftlichen Vereinigungen, der Deutschen Geologischen Gesellschaft gehörte er seit dem Jahre 1902 an. Eine besondere Freude ward A. Fuchs, da dem wissenschaftlichen Wert seiner Arbeiten durch seine Ernennung zum korrespondierenden Mitglied des Nassauischen Vereins für Naturkunde anläßlich dessen Jahrhundertfeier 1929 Anerkennung widerfuhr.

Und nun noch ein Wort, was Alexander Fuchs uns als Kollege und Freund war.

Die Arbeitsmethode von Fuchs war eine ganz besondere. Wenn er einer wissenschaftlichen Aufgabe nachging, so konzentrierte er seinen Geist nur auf diese Frage und ließ alle anderen an ihn herantretenden Aufgaben liegen. Es fiel ihm daher auch schwer, die amtlichen Dienststunden einzuhalten. Bei seinen Vorgesetzten fand der fleißige Kollege weitgehendes Verständnis. Lieber

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

arbeitete er bis tief in die Nacht. Er verließ unsere Behörde fast regelmäßig als letzter, oftmals in später Abendstunde, und dann brannte in seinem Amtszimmer noch die Lampe, wenn bereits der Nachtwächter seinen Dienst angetreten hatte. Ganz ähnlich arbeitete er draußen in seinem Revier. Bis zum späten Abend durchstreifte er Berg und Tal, klopfte Zentimeter für Zentimeter die Aufschlüsse durch, maß mit nicht zu übertreffender Exaktheit den Streich- und Fallwinkel der Gebirgsschichten und kehrte am Abend mit einem Rucksack schwer an Handstücken heim. Er konnte mit GOETHE sagen: „Es wird mich niemals gereuen, dieser einzelnen Gegend so viel Aufmerksamkeit gewidmet zu haben, da in der Geognosie bei großer Mannigfaltigkeit doch soviel Ähnlichkeit und Übereinstimmung herrscht, und ein wohl gedachter Fall viele andere erklärt." Anspruchslos ging der Tag dahin, aber am Abend waren die Anstrengungen vergessen, und der Mensch kam zu seinem Recht. Die regelmäßigen weiten Wanderungen und die mit ihnen verbundenen mancherlei Entbehrungen hatten ihn physisch gestählt. „Der Geologe lernt auf dem Brette ebenso gut zu schlafen, wie im Himmelbett", schreibt EDUARD SUESS.

Man braucht nur irgendeine Karte von ALEXANDER FUCHS in die Hand zu nehmen, um den Fleiß, mit dem die einzelnen Beobachtungen zusammengetragen sind, und das geologische Verständnis, das aus der Darstellung spricht, zu erkennen. ALEXANDER FUCHS betrachtete sein Dasein als Aufgabe.

VON ZITTEL hatte seinerzeit ein treffendes Urteil über unseren Kollegen abgegeben. Er war im Grunde eine verschlossene Natur. Es lag ihm nicht, sich vorzudrängen. Gründliches Wissen und Können war die Quelle seiner Bescheidenheit. Er wußte etwas von den Grenzen der Erkenntnis und darum liebte er auch den Streit nicht. Aber wer zu ihm kam, um Rat und Hilfe zu bitten, der fand ihn stets dazu bereit, ohne daß er die Person mit der Sache verwechselte. Er gab dann gern und ohne Vorbehalt aus dem reichen Schatz seines Wissens und seiner Erfahrung. Wem jedoch das achte Gebot nichts galt, dem begegnete er mit einem verächtlichen Blick.

Aus seinem Bild spricht der zielbewußte Mensch, aus dem grau gelockten typischen Gelehrtenkopf schaute ein offenes, wahres Auge. Die unmittelbare Berührung mit der Natur und die hierbei gewonnenen Beziehungen zu den verschiedensten deutschen Landschaften und Menschen knüpfte ein enges Band an den Boden der Heimat, und das Glück, sich in die Ideenwelt anderer Länder und Völker hineindenken zu können, weitete den Blick, schärfte und vertiefte das Urteil.

Die Lust zu fabulieren gehörte zu dem glücklichen Erbteil des Elternhauses. Viele Gedichte fanden sich in seinem Nachlaß. Und auch auf dramatischem Gebiete hatte er sich versucht. Zur Umarbeitung eines ihm vom Stadttheater Halle zurückgegebenen Manuskriptes hatte er sich leider nicht entschlossen. Trotz seines rheinischen Temperamentes und seiner offenen Lebensbejahung liebte er besonders die Philosophie Schopenhauers, dessen Bild auch sein Studierzimmer schmückte. Doch jeder Mensch trägt in sich ein Geheimnis, das er keinem offenbart. Nur ab und zu leuchtet es aus dem Innersten einmal auf. Wie er in der Einsamkeit der Natur ungestört den letzten Fragen nachgesonnen, lassen uns nachstehende Zeilen erkennen:

Oh, gib uns Ruhe, friedlich sei der Tod,
Wunschlos und rein; laß ihn Dein Werk vollenden,
Gib Du das Zepter seinen starken Händen
Und schenk uns stilles Abendrot.

Was wir in tiefster Seele uns erstritten,
Es war Dein Werk. Kein andrer red' uns drein.
Die Blüt' entblättert; — wer genug gelitten,
Der geht mit Dir zur ew'gen Ruhe ein.

Wer zum Geologen berufen ist, dem fiel ein besonderes Los. Er ist wie kein anderer mit unserer Mutter Erde verbunden. Täglich gibt sie ihm ein Stück von sich zu treuen Händen, bis sie ihn schließlich selbst in ihre Arme nimmt.

Und ist vollbracht die Schicht,
Führt uns die Fahrt zum Licht,
Da grüßen wir mit freudiger Wonne,
Dem Ewigen dankend, die Sonne
Und rufen froh Glück auf!

Paul Dienst *Johannes Behr*

Veröffentlichungen

A. Schriften

1. 1896 Zur Geologie der Loreleigegend. Vorl. Mitt. — Jb. nass. Ver. Nat., **49**, S. 45—52.

2. 1899 Das Unterdevon der Loreleigegend. Inaug.-Diss. — Jb. nass. Ver. Nat., **52**, S. 1—96.

3. 1901 Über neuere Beobachtungen im Unterdevon der Loreleigegend (Mittelrhein). Vorl. Mitt. — Jb. nass. Ver. Nat., **54**, S. 43—49.

4. 1904 Die unterdevonischen Rensselaerien des Rheingebietes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1903, **24** I, S. 43—53.

5. 1905 Zur Kenntnis von Devon, Trias, Tertiär und Quartär am Nordrande des linksrheinischen Schiefergebirges. — Bericht über die Aufnahme der Blätter Godesberg, Rheinbach, Euskirchen und Altenahr in den Jahren 1903 und 1904. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1904, **25**, S. 543—549.

6. — Über Aufnahmen in den Jahren 1902—1904 im höheren Unterdevon des Blattes Feldberg (Oberreifenberg). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1904, **25**, S. 590—592.

7. 1907 Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons Mittelrheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des Rheinischen Unterdevons. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, S. 96—119.

8. 1909 A. FUCHS & J. SPRIESTERSBACH: Die Fauna der Remscheider Schichten. — Abh. preuß. geol. L.-A., (N. F.) **58**.

9. 1911 Über eine Unterkoblenzfauna bei Daaden und ihre Beziehungen zu einigen rheinischen Unterdevonstufen. — Cbl. Min. 1911, S. 705—717.

10. — A. FUCHS & W. E. SCHMIDT: Zur Lenneschieferfrage. Eine Entgegnung an Herrn WINTERFELD. Die Stratigraphie des Lenneschiefers im nördlichen und mittleren Sauerland. — Z. deutsch. geol. Ges., **63**, S. 111—134.

11. — Über eine Unterkoblenzfauna bei Daaden und ihre Beziehungen zu einigen Unterdevonstufen. — Cbl. Min. 1911, S. 705—717.

12. 1912 Zur Stratigraphie der Lenneschiefer und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33** I, S. 474—477.

13. — Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden und Mollusken aus deutschem Devon. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33** II, S. 49—76.

14. — Über einige Prioritätsfragen in der Stratigraphie des Lenneschiefers. — Z. deutsch. geol. Ges., 1912, B, S. 388—399.

15 1915 Neuere Beobachtungen im Devon des sauerländischen Faziesgebietes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36** I, S. 452—457.

16. 1915 Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36** II, S. 1—95.

17. — Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). Teil I. Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleigegend. — Abh. preuß. geol. L.-A., (N. F.) **79.**

18. 1916 Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus. — Z. deutsch. geol. Ges., **68**, B, S. 57—60.

19. — Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und im Ganggebiet von Bad Ems. — Archiv f. Lagerst., **9.**

20. 1919 Beitrag zur Kenntnis der Devonfauna der Verse- und der Hobräcker Schichten des sauerländischen Faziesgebietes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1918, **39** I, S. 58—95.

21. — Aufnahmebericht über die Blätter Radevormwald, Barmen, Hattingen, Altena i. W., Herscheid, Drolshagen und Gummersbach. Über einige Fälle von örtlichem Fazieswechsel im sauerländischen Faziesgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, **40** II, S. XXI—XXXI.

22. 1922 Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Gummersbach. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41** II, S. LII—LIII.

23. — Aufnahmen im Gebiete der Grube Rammelsberg bei Goslar. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41** II, S. LXXXIII—LXXXIV.

24. — Aufnahmen auf den Tiefbausohlen der Grube Eisenzecher Zug bei Eiserfeld. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41** II, S. LXXXIV—LXXXVI.

25. 1923 Über die Beziehungen des sauerländischen Faziesgebietes zur belgischen Nord- und Südfazies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. 839—859.

26. — Ganggebiet der Gruben Eisenzecher Zug, Konkordia und Apfelbaumer Zug. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42** II, S. XVI.

27. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1922, **43**, S. 333—356.

28. 1926 Führer zu den Exkursionen der D. G. G. Münster 1925. C 4 Mittleres und südliches Sauerland. — S. 97—101.

29. — August Denckmann †. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, S. LXIII bis LXXIX.

30. — Über die Hauptauffaltung der devonischen Schichten im Siegerlande. — Sber. preuß. geol. L.-A., **1**, S. 47—51.

31. — Die Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten zwischen Eiserfeld, Herdorf und Kirstein bei Betzdorf. — Glückauf, **62**, S. 830—833.

32. 1927 Über die Klasseneinteilung des Kleinschlages und die Stellung der sauerländisch-bergischen Grauwackensandsteine. — Z. prakt. Geol, 1927, S. 120 bis 124, 133—139.

33. — Zur Kenntnis von Paläozoikum, Tertiär und Diluvium in der Gegend von Solingen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 555—562.

34. 1926 Tektonische Probleme im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere heterotrope Faltenstellung und präsideritische Schieferung. — Z. deutsch. geol. Ges., **80**, Mon.-Ber., S. 131—139.

35. 1929 Über tektonische Probleme im Rheinischen Schiefergebirge, besonders heterotrope Faltenstellung und präsideritische Schieferung. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49**, S. 1220—1228.

36. — Beitrag zur Kenntnis der unteren Gedinnefauna. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1929, **50**, S. 194—201.

37. — Die unteren Gedinneschichten der Gegend von Wiesbaden. — Jb. nass. Ver. Nat., **80**, S. 74—86.

38. — Über einige tektonische Hauptlinien im Rheinischen Schiefergebirge einschl. der Ardennen. — Sber. preuß. geol. L.-A., **4**, S. 159—166.

39. 1930 Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems. — Sber. preuß. geol. L.-A., **5**, S. 231—245.

40 — Rheindampferfahrt von Bingen nach Koblenz. Von A. FUCHS, F. MICHELS und H. QUIRING. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **82**, 1930 S. 649—654.

41. — Rheinprofil zwischen Kaub und St. Goarshausen. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **82**, S. 654—655.

42. 1931 Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung im Schiefer- und Grauwackengebirge. — Zentralbl. Tiefbohr-Unternehmungen, Pumpenfabriken und Röhrenwerke Nr. 10 vom 15. Mai 1931 und Nr. 11 vom 29. Mai 1931.

43. — Lagerungsform und Alter der sauerländisch-bergischen Diabasgänge. — Sber. preuß. geol. L.-A., **6**, S. 137—151.

44. 1932 Über die Lagerungsform mittelrheinischer Diabasgänge. — Sber. preuß. geol. L.-A., **7**, S. 137—146.

45. 1933 Sedimentations- und Faunenfolge im Unter- und Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 455—457.

46. 1934 Über eine untere Gedinnefauna im Ebbesandstein des Ebbegebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 395—409.

B. Geologische Karte von Preußen 1:25 000

Lief.	Blatt	Bearbeiter der Karte	Herausgegeben	Erläuterungen
163	Hohenlimburg	A. Denckmann, A. Fuchs, H. Lotz, W. Henke u. W. E. Schmidt	1911	A. Fuchs
	Hagen	A. Fuchs u. P. Krusch	1911	A. Fuchs u. P. Krusch
	Iserlohn	A. Fuchs	1911	A. Fuchs
220	Lüdenscheid	A. Fuchs	1919	A. Fuchs
	Altena	A. Fuchs	1923	A. Fuchs
	Meinerzhagen	A. Fuchs	1923	A. Fuchs
	Herscheid	A. Fuchs	1923	A. Fuchs
234	Hilden	E. Zimmermann, A. Fuchs, A. Quaas & H. Quiring	1930	E. Zimmermann m. Beiträgen von H. Quiring und A. Fuchs
235	Freudenberg	A. Denckmann, A. Fuchs, W. Henke, H. Quiring u. W. E. Schmidt	1932	A. Fuchs, H. Quiring u. W. E. Schmidt
	Hilchenbach	A. Fuchs u. W. E. Schmidt	1932	A. Fuchs u. W. E. Schmidt
253	Oberreifenberg	A. Fuchs u. A. Leppla	1927	A. Fuchs
	Grävenwiesbach	K. Schlossmacher u. A. Fuchs	1928	K. Schlossmacher Beitr. v. F. Michels
263	Radevormwald	A. Fuchs	1928	A. Fuchs
	Wipperfürth	A. Fuchs	1928	A. Fuchs
	Barmen	A. Fuchs u. W. Paeckelmann	1928	A. Fuchs u. W. Paeckelmann
	Gummersbach	A. Fuchs u. W. E. Schmidt	1928	A. Fuchs u. W. E. Schmidt
274	Hattingen	R. Bärtling, A. Fuchs, W. Paeckelmann u. E. Stach	1928	R. Bärtling, W. Paeckelmann u. A. Fuchs
288	Bad Schwalbach	A. Fuchs u. A. Leppla	1930	A. Fuchs
291	Leverkusen 2. Aufl.	G. Fliegel, A. Fuchs, P. G. Krause, A. Quaas, W. Wunstorf, E. Zimmermann	1935	E. Zimmermann, Beitr. v. A. Fuchs u. G. Görz
316	Remscheid	A. Fuchs	1935	A. Fuchs
	Solingen	A. Fuchs	1935	A. Fuchs
	Burscheid	C. Dietz, G. Fliegel u. A. Fuchs	1935	C. Dietz
	Kürten	C. Dietz, G. Fliegel u. A. Fuchs	1935	C. Dietz
	Lindlar	C. Dietz u. A. Fuchs	1935	C. Dietz u. A. Fuchs

mit Beiträgen von G. Görz

Lief.	Blatt	Bearbeiter der Karte	Herausgegeben	Erläuterungen
332	Ahrweiler	In Vorbereitung		
	Altenahr	In Vorbereitung		
	Kestert	Aufnahme beendet		
	Castellaun	Vorarbeiten		
	Kisselbach	Vorarbeiten		
	Dammershausen	Vorarbeiten		

C. Übersichtskarten

Geologische Übersichtskarte der Loreleigegend (Mittelrhein). Herausgegeben 1915. 1 : 50 000.

Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes.

Herausgegeben 1928. 1 : 100 000.

Tätigkeitsbericht

der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1935

Die Preußische Geologische Landesanstalt hat ihre Hauptaufgabe, den heimischen Boden geologisch zu durchforschen, die Ergebnisse dieser Tätigkeit kartenmäßig darzustellen und sie sowohl wissenschaftlich wie praktisch auszuwerten, im Berichtsjahre planmäßig fortgeführt. Unter den praktischen Aufgaben steht an erster Stelle die Erschließung heimischer Erdölvorkommen im Zusammenhang mit der Geophysikalischen Reichsaufnahme. Weiter sind zu nennen die umfangreichen Arbeiten auf dem Gebiet der Wasserversorgung, ferner die bodenkundliche Kartierung und Beratung für Siedlungs- und Planungszwecke, die gutachtliche Tätigkeit bei den Reichsautobahnen und die Beratungen und Auskünfte auf dem Gebiet der nutzbaren Lagerstätten. Daß auch die wissenschaftlichen Aufgaben der Landesanstalt im Berichtsjahr weiter gepflegt wurden, geht aus dem folgenden kurzen Bericht genügend hervor.

A. Wissenschaftliche Arbeiten

Geologische Karten

Die Hauptaufgabe der Geologischen Landesanstalt ist die im Maßstab 1:25 000 erfolgende geologische Aufnahme des Staatsgebietes. Die Aufnahme bildet die Grundlage für die wissenschaftliche Erkenntnis des Aufbaues des heimatlichen Bodens und liefert zugleich das Material für die Beurteilung des Vorkommens von nutzbaren Gesteinen und Lagerstätten und ihre Einbeziehung in die deutsche Wirtschaft. Die Aufnahme 1:25 000 wird in demselben Maßstabe veröffentlicht als

Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern.

Den Einzelblättern werden Erläuterungen beigefügt, die eine kurze Übersicht über die wissenschaftlichen Ergebnisse und eine ausführliche Beschreibung der in wirtschaftlicher Hinsicht gemachten Beobachtungen enthält unter besonderer Berücksichtigung des Grundwassers und der bodenkundlichen Verhältnisse.

Im Berichtsjahre wurde die geologische Aufnahme der folgenden Blätter abgeschlossen:

a) Gebirgsland

Dammershausen Kirn Engelskirchen Wahlscheid	Provinz Rheinland
Balve Quernheim	Provinz Westfalen

Idstein, Kettenbach, Herborn, Arnsfeld	Provinz Hessen-Nassau
Groß-Strehlitz	Provinz Oberschlesien
Seidenberg, Langenbielau	Provinz Niederschlesien

b) Flachland

Rehberg, Thören	Provinz Hannover
Schleswig	Provinz Schleswig-Holstein
Buckowien	Provinz Sachsen
Beutnitz	Provinz Brandenburg
Standemin, Stralsund, Lassan, Usedom	Provinz Pommern
Krojanke, Jordan	Grenzmark Posen-Westpreußen

Noch nicht abgeschlossen bzw. in Angriff genommen sind 35 Blätter.

Im Druck erschienen bzw. ausgedruckt sind im Berichtsjahr die Blätter:

a) Gebirgsland

Solingen, Remscheid, Burscheid, Kürten, Lindlar	Rheinland
Dorsten*), Marl*), Recklinghausen*), Wingeshausen, Berleburg, Hasbergen, Lengerich, Steinheim, Driburg, Altenbeken, Lichtenau, Willebadessen, Peckelsheim (Neue Auflage)	Westfalen
Battenberg	Hessen-Nassau

*) Bei den mit einem *) versehenen Blättern fehlen z. Zt. noch die Erläuterungen.

b) Flachland

Lauban Marklissa Greiffenberg	Niederschlesien
Aurich Holtrop Hesel	Hannover
Bad Oldesloe Eichede Trittau	Schleswig-Holstein

Zu früher erschienenen Blättern sind im Berichtsjahre die folgenden Erläuterungen erschienen:

a) Gebirgsland

Bolkenhain Alt-Kemnitz	Niederschlesien

b) Flachland

Neuß Stommeln Leverkusen	Rheinprovinz
Nortmoor Weener West-Rhauderfehn	Hannover
Labes Wangerin Dramburg	Pommern
Auras Wiese	Niederschlesien

Es liegt in der Art der besondere Genauigkeit erfordernden Arbeit, daß die Aufnahme 1:25 000 nur langsam fortschreitet, so daß umfassende Flächen unseres Landes noch nicht bearbeitet sind. Um für das gesamte Staatsgebiet möglichst schnell eine geologische Übersichtskarte zu schaffen, läuft neben der Aufnahme 1:25 000 noch eine Übersichtsaufnahme, die die Grundlage liefert für die im Maßstab 1:200 000 erscheinende

Geologische Übersichtskarte von Deutschland.

Im Druck sind im Berichtsjahre von der Übersichtskarte erschienen die Blätter

Hirschberg
Schweidnitz
Frankfurt a. M.
Marburg

Im Druck und in Druckvorbereitung befinden sich die Blätter

Cleve-Wesel
Dessau
Düsseldorf-Erkelenz
Köln-Aachen
Cochem
Gotha

Weitere Kartenveröffentlichungen

Für die im Interesse der Erdölwirtschaft im Vorjahr begonnene Herstellung der Strukturkarte der Thüringer Mulde 1:100 000, deren westlicher Teil bereits als Manuskript gedruckt ist, wurden die Feldarbeiten fortgesetzt und nahezu abgeschlossen.

Die Feldarbeiten für die als besonderes Werk in Aussicht genommene

Geologische Übersichtskarte von Ostpreußen 1:300 000

wurden im Berichtsjahre abgeschlossen, so daß nach einigen zur Erzielung der Einheitlichkeit erforderlichen Begehungen der Druck in Angriff genommen werden kann.

Im Interesse der Stein-Industrie im Westerwald soll die Veröffentlichung der in diesem Gebiet nahezu abgeschlossenen Aufnahmearbeiten beschleunigt werden. Zu diesem Zweck ist die Herausgabe einer

Geologischen Karte des Westerwaldes
im Maßstab 1:50 000

beschlossen worden, für die mit den Vorarbeiten begonnen wurde.

In Hinsicht auf die wirtschaftliche Bedeutung des Anfang des Jahres dem deutschen Staatsgebiet wieder eingegliederten Saarlandes wurde dessen geologische Neuaufnahme in Angriff genommen. Außerdem wurde die Herausgabe einer

Geologischen Wandkarte des Saarlandes
im Maßstab 1:60 000

beschlossen und so weit gefördert, daß sie im Jahre 1936 veröffentlicht werden kann. Die Karte wird bei der in diesem Jahre in Saarbrücken stattfindenden 1. Mitgliederversammlung des Vereins Deutscher Bergleute vorgelegt. Sie wird ferner den Berg- und politischen Behörden überreicht werden und ist außerdem zur Förderung des heimatkundlichen Unterrichts in den Schulen bestimmt. Zur Erleichterung des Gebrauchs wird der Karte eine kurze, allgemein verständlich gehaltene Erläuterung beigegeben werden.

Die Herausgabe von Geologischen Wandkarten von unseren wichtigen Wirtschaftsgebieten kommt einem vielfach zum Ausdruck gebrachten Bedürfnis entgegen. Im Anschluß an die Saarland-Wandkarte hat die Geologische Landesanstalt weitere Veröffentlichungen dieser Art in Aussicht genommen. An erster Stelle kommen daher für unsere westdeutschen Wirtschaftsgebiete, wie das Aachener Steinkohlengebiet und das Ruhrkohlengebiet in Frage.

Wissenschaftlichen und praktischen Zwecken dient die für das niederrheinisch-westfälische Steinkohlengebiet im Maßstab 1:100 000 erscheinende Tiefbohrkarte, die eine Übersicht gibt über die Ergebnisse der in unserem wichtigsten Wirtschaftsgebiet niedergebrachten Steinkohle- und Salzbohrungen. Von der Tiefbohrkarte sind die Blätter Wesel, Cleve und Krefeld in Vorbereitung.

Für wissenschaftliche und praktische Zwecke werden den geologischen Karten des Niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes besondere Flözkarten im Maßstab 1:25 000 beigegeben.

Im Druck und in Druckvorbereitung sind die Flözkarten zu den Blättern Dinslaken, Bottrop, Dorsten, Marl, Recklinghausen, Waltrop, Lünen, Hamm, Herzogenrath und Eschweiler.

Besonders hervorzuheben ist schließlich noch, daß die Bearbeitung und Veröffentlichung der Blätter des Norddeutschen Flachlandes wegen des erforderlichen Ausbaues der bodenkundlichen Belange im Berichtsjahre neu geregelt wurde. In Zukunft wird durch einen Bodenkundler zu jedem in der Aufnahme befindlichen Blatt ein besonderes bodenkundliches Blatt hergestellt, das im Archiv der Landesanstalt aufbewahrt wird und von Interessenten eingesehen werden kann. Gegen Erstattung der Kosten können von dem Blatt Abzeichnungen hergestellt werden. Außerdem erfahren die zu den Blättern erscheinenden Erläuterungen einen Ausbau in bodenkundlicher Hinsicht zur Förderung ihrer Bedeutung für den Landwirt. Neben der Erweiterung der Erläuterungen in bodenkundlicher Hinsicht erfahren auch die Darstellung der Grundwasserverhältnisse und der Vorkommen von nutzbaren Gesteinen und Lagerstätten in Zukunft eine eingehendere Behandlung.

Bei allen Kartenveröffentlichungen steht der Gesichtspunkt der Förderung der deutschen Wirtschaft im Vordergrund. Daneben dienen sie heimatkundlichen Aufgaben und führen in das Verständnis des Aufbaues des deutschen Bodens und des Wesens der deutschen Landschaft ein, die in ihren Grundzügen auf Bodengestaltung und Bodenaufbau zurückgeht.

Internationale Kartenwerke

Die Geologische Landesanstalt ist von den Internationalen Geologischen Kongressen in Bologna (1881) und Stockholm (1910) mit der Bearbeitung und Herausgabe der Internationalen Geologischen Karte von Europa und der Geologischen Karte der Erde betraut worden, von denen die erstere bereits in zweiter Auflage erscheint. Im Berichtsjahre sind die sich hierauf beziehenden Arbeiten in der Weise gefördert worden, daß von der Europa-Karte sich folgende Blätter im Druck (bzw. in Druckvorbereitung) befinden: Irland-West, England, Nordwest-Spanien, Frankreich. Von der Weltkarte ist das Blatt Kamerun in Druckvorbereitung.

Andere Veröffentlichungen

Die neben den Karten nebst Erläuterungen erscheinenden Veröffentlichungen der Geologischen Landesanstalt, welche die bei der Kartenaufnahme und den sonstigen Arbeiten gewonnenen wissenschaftlichen Forschungsergeb-

nisse enthalten, ihrer Auswertung dienen und sie der Öffentlichkeit zugänglich machen sollen, verteilen sich auf das Jahrbuch mit einer größeren Zahl wissenschaftlicher Arbeiten und eine ganze Reihe von Einzelschriften über die verschiedensten geologischen Sondergebiete und verwandte Wissenschaften wie Lagerstättenforschung, Montanstatistik, Bodenkunde, Mineralchemie, Bäderkunde und geophysikalische Erforschung der Erdrinde. Sie erschienen im Berichtsjahr in etwa 150 Druckbogen, und zwar erfuhr ihre Erscheinungsweise neuerdings insofern eine Umgestaltung bzw. Vereinfachung, als eine Anzahl von den früheren besonderen Veröffentlichungsreihen eingestellt und die für sie bestimmten Beiträge entweder in das Jahrbuch oder die Abhandlungen aufgenommen werden sollen. Damit ist keine Einschränkung sondern nur eine Vereinfachung und Verbilligung unseres Publikationswesens beabsichtigt. Die Herausgabe der Veröffentlichungen wird im alten Umfang und im früheren Sinne fortgesetzt.

Erschienen sind im Berichtsjahr außer dem Jahrbuch (1934, Bd. 55 in zwei Heften) fünf Abhandlungen (N. F. Heft 159, 164, 165, 166, 167), ein Heft aus dem Archiv für Lagerstättenforschung (61), zwei Hefte der Beiträge zur geophysikalischen Erforschung der Erdrinde (7 u. 8), ein Heft der Mitteilungen aus dem Laboratorium, der Geologische Literaturbericht und die monatlich erscheinende Lagerstättenchronik.

Die Zusammenfassung der Publikationsreihen wird sich erst im laufenden Jahre vollständig auswirken. Die Lagerstättenchronik und die III. Folge der „Weltmontanstatistik" erschienen weiter bei Privatverlegern, werden jedoch bei uns bearbeitet. Der Vertrieb der Veröffentlichungen durch die Vertriebsstelle ging in der alten Weise weiter. In diesem Jahre wurde eine Reihe von alten Veröffentlichungen abgestoßen, die zu möglichst geringem Preise an einen großen Kreis von Wissenschaftlern, Instituten usw. verteilt wurden.

Sonstige wissenschaftliche Arbeiten

Unsere Sammlungen wurden weiter ergänzt und wissenschaftlich bearbeitet; auch eine größere Anzahl von auswärtigen Gelehrten nahm die Sammlung in Anspruch und beteiligte sich an ihrer Bearbeitung.

Das Geologische Landesmuseum blieb im ganzen unverändert. Die Studiensammlung des Landesmuseums erhielt eine Anzahl Geschenke sowie Zuwachs durch die kartierenden Geologen.

An Schulen und Museen wurden auf Wunsch Sammlungen aus den Dublettenbeständen abgegeben, die sich infolge der lebhaften Inanspruchnahme bedeutend verringert haben.

Das Museum für angewandte Geologie ist im Lichthof des Gebäudes besonders übersichtlich aufgestellt und stellt die Beziehungen der Geologie zum Wirtschaftsleben und zur Kultur der Menschheit dar. Die Anschauungsmittel wurden in den Abteilungen für Braunkohle, Chrom, Kupfer und anderer Metalle sowie in der landwirtschaftlichen Abteilung ergänzt. Eine Neuerwerbung stellt ein automatischer Filmapparat dar, der die Gewinnung und Verarbeitung wichtiger Rohstoffe, ferner die Landschaftsbildung im Zusammenhang mit dem Geologischen Aufbau darstellt und zur Besuchszeit des Museums mit wechselndem Programm in Tätigkeit gesetzt

wird. Das Relief eines Golderzganges und zwei Modelle aus dem Gebiet der Bodenkunde wurden neu angefertigt. Der Besuch des Museums hat sich gehoben, besonders durch die regelmäßigen Führungen, die auch im Geologischen Landesmuseum stattfinden.

Die Geologisch-Technische Gesteinsammlung diente weiter als Unterlage zu wissenschaftlichen und praktischen Arbeiten und auch zur Vorzeigung vor Fachverbänden, Behörden usw.

Die Lagerstättensammlung mit ihrer Fülle von Erzen, Salzen und Bodenschätzen des In- und Auslandes erhielt als Zuwachs Sammlungen aus aufgelassenen deutschen Erzgruben sowie solche aus dem ehemaligen Deutsch-Ostafrika. Die „Geologische Beratungsstelle für Deutsche Siedler im Auslande" bleibt weiter bestehen.

Im Montan- und Bohrarchiv hat die Zahl der Neueingänge von Berichten und Gutachten erheblich zugenommen, dazu kommen etwa 6000 neue Schichtenverzeichnisse von Bohrungen. Für schriftliche und mündliche Auskünfte wurde das Archiv in gewohnter Weise in Anspruch genommen. Mit dem Bohrzeug der Geologischen Landesanstalt sind im Rechnungsjahr 1935 fünf Bohrungen in Schleswig-Holstein ausgeführt worden.

Die Bibliothek erhielt im Jahre 1935 einen Zuwachs von 2000 Bänden und 350 Karten, meist durch Schenkung oder Austausch. Sie umfaßt jetzt 121 000 Bände und 23 600 Karten. Die Neuerwerbungen liegen eine Zeit lang im Lesesaal aus, ebenso 200 Zeitschriften. Der Lesesaal hat jetzt eine Standbibliothek von 1700 Bänden. Die Bibliothek wurde auch von außen sehr rege wie früher in Anspruch genommen; die Bibliotheksverwaltung erteilt auch Ratschläge über Literatur bestimmter Fachgebiete.

Die wissenschaftlichen Arbeiten der Spezialinstitute wurden weiter stark gefördert. Sie erstreckten sich im Institut für Paläobotanik wie früher auf paläobotanische, stratigraphische und kohlenpetrographische Arbeiten, bei denen besonders die Steinkohlenformation an der Saar berücksichtigt wurde, ferner aber die Mitteldeutsche Braunkohle, das Oberdevon Niederschlesiens, das Ruhrkarbon, das Rotliegende usw.; eine Anzahl von Veröffentlichungen gingen aus dem Institut hervor. Zur Förderung und Zusammenschließung der Arbeiten über Kohlengeologie im weitesten Sinne wurde eine Arbeitsgemeinschaft für Kohlengeologie („Institut für Kohlengeologie") gegründet und dem obigen Institut angegliedert, bei der die verschiedensten Zweige der Kohlengeologie berücksichtigt sind und von Spezialisten fachlich und regional bearbeitet werden.

Das Institut für Petrographie entfaltete ebenfalls auch im Rahmen der dort bestehenden Arbeitsgemeinschaft eine rege Tätigkeit, die sich auf die Basalte des Westerwaldes, Granite der Oberlausitz, die kristallinen Schiefer verschiedener deutscher Gebirge, insbesondere auch des Bayrischen Waldes erstreckte usw. Zahlreiche Geschiebeuntersuchungen nahmen das Institut stark in Anspruch.

Vorgeschichte, Heimatschutz, Vorträge und Ausstellungen

Die Belange dieser Wissenschaftszweige fanden auch im Jahr 1935 die notwendige Unterstützung. Vorträge für Lehrer und weitere Kreise, für Fach-

verbände, auch in den Arbeitsdienstlagern dienten diesen Zwecken. An Ausstellungen wurde z. B. die Luftschiffahrtausstellung bei Berlin beschickt.

Wie im vorigen Jahre wurden auch in diesem Winter gemeinverständliche Vorträge gehalten, deren Besuch recht rege war. Bis auf weiteres sollen diese in den Wintermonaten beibehalten werden. In Zusammenhang mit diesen Vorträgen stehen auch volkstümliche Führungen im Museum für angewandte Geologie und Geologischen Landesmuseum, die recht guten Zuspruch fanden.

Die Inanspruchnahme der Chemischen Abteilung hat im Berichtsjahr weiter zugenommen. Neben der bodenkundlichen Bearbeitung von Material für die geologische Aufnahme im Flachlande (Spezialkarte 1:25 000) wurden die Untersuchung von Schlickböden aus dem frischen Haff fortgesetzt und verschiedene landwirtschaftlich wie bautechnisch wichtige Vorgänge im Boden verfolgt. Im Interesse der Rohstoffversorgung wurden die Untersuchungen für die Durchmusterung der deutschen Erzlagerstätten fortgesetzt und eine große Zahl von Mineralien, Gesteinen, Erzen, Wässern und Erden, sowie von Kohlen und Erdölen, teilweise auch aus dem Auslande untersucht und bewertet. Die Begutachtung deutscher Heilmoore und Schlamme im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft mit den Körperschaften des Bäderwesens wurde fortgeführt. Ferner wurde die Abteilung mit der Begutachtung von Grundwasserverschlechterung, mit der Untersuchung gewisser Gesteinsarten auf ihre Verwendbarkeit bei der Schlagwetterbekämpfung, wie auch derjenigen anderer Gesteine im Hinblick auf die Berufskrankheit der Silikose beschäftigt. Besondere Erwähnung verdient auch ihre Mitarbeit auf bodenphysikalischem Gebiet bei der Beurteilung von Bodenarten im Interesse öffentlicher Erdbauvorhaben (Talsperren-, Damm-, Straßenbau). Eine Reihe wissenschaftlicher Arbeiten galt schließlich gewissen Fragen der Verwitterung, der Gesteinsgenese und der Untersuchungsmethodik.

B. Praktische Arbeiten

Durch die erhöhte Tätigkeit auf allen Gebieten der Wirtschaft war die Beanspruchung durch Behörden und von privaten Stellen wesentlich größer als im Vorjahre. Es wurden 183 schriftliche amtliche Gutachten erstattet, von denen allein 122 Gutachten auf das allgemeine Gebiet der Wasserversorgung, auf den Wasserbau und auf die Mineral- und Heilquellen entfallen. Die restlichen Gutachten beziehen sich auf den Bergbau, auf den Baugrund, auf die Untersuchung technisch verwertbarer Gesteine und auf sonstige Fragen, die mit den Untergrundsverhältnissen zusammenhängen.

Die nachfolgende Tabelle veranschauliche die stetig zunehmende Zahl der amtlichen Gutachten allein auf dem Gebiet der Wasserwirtschaft und auf dem Gebiet der Mineral- und Heilquellen:

	Wasserwirtschaft einschl. Talsperren	Kanalbau	Mineral- und Heilquellen
1932	37	4	2
1933	58	7	3
1934	81	11	7
1935	97	10	15

Neben diesen umfangreichen Gutachten wurden kurze schriftliche und mündliche Beratungen in größerer Zahl erteilt. Besonders rege wurde das Montan- und Bohrarchiv mit der Abgabe von Auskünften in Anspruch genommen. Wiederholt wurden uns auch gerichtliche Gutachten übertragen.

Unsere gutachtliche Tätigkeit verteilt sich etwa folgendermaßen:

In der Rheinprovinz wurden zahlreiche Gutachten für die Wasserversorgung von Gemeinden erstattet, für Honnef zur Erschließung von Kohlensäure- und Thermalwasser, für Kirnsulzbach zur Neuerschließung der dortigen Solquelle. Bei den Talsperrenbauten in der Eifel wurden wir weiterhin zur Mitarbeit herangezogen, ebenso zur Reichsautobahnstrecke Köln—Duisburg.

In dem neu in den Aufgabenkreis einbezogenen Saarland wurden umfangreiche und systematische Untersuchungen in den dortigen Steinkohlengruben durchgeführt. Ferner wurde Gesteinsstaub und seine Gewinnung für die Verwendung zur Schlagwetterbekämpfung begutachtet.

In der Provinz Westfalen und den Ländern Lippe und Schaumburg-Lippe stand auch die Begutachtung von Wasserversorgungen und Heilquellen im Vordergrund. Außerdem beschäftigten wir uns mit Baugrundfragen bei Kanal- und Schleusenbauten und mit der Beurteilung von Erzlagerstätten.

Die Heilquellen der Provinz Hessen-Nassau verlangten in einer Reihe von Fällen unsere Stellungnahme zur Frage ihrer Gefährdung durch Bohrungen. Wir begutachteten ferner die Crombach-Talsperre, die Tonschlammvorkommen von Bad Homburg und Diez, verschiedene Kupfererz- und Eisensteinlagerstätten. Auch über Wasserversorgungen wurden verschiedene Gutachten erstattet.

Von unseren Arbeiten in der Provinz Hannover, den Ländern Braunschweig, Oldenburg und Bremen sind hervorzuheben außer den Gutachten für Wasserversorgungen und den Beratungen für Bad Nenndorf und Bad Pyrmont die Untersuchungen über die Senkungen in Lüneburg und den Erdrutsch am Roten Berg bei Hann. Münden.

Die Provinz Schleswig-Holstein zog die Behörde bei der Beratung zur Anlage von Reichsstraßen und für die Wasserversorgung einiger Ortschaften heran.

In der Provinz Sachsen und dem Lande Anhalt wurde die Talsperre bei Wernigerode und der Untergrund des Schiffshebewerks Hohenwarthe begutachtet. Außerdem wurde die Wasserversorgung einer Reihe Ortschaften untersucht und bei der Erweiterung von Wasserwerken, bei der Gründung von Brücken und im Straßenbau beratend mitgewirkt.

Die Gutachten im Land Thüringen wurden von der Landesuntersuchung Jena getätigt.

Für die Provinz Brandenburg und für die Stadtgemeinde Berlin wurden Gutachten über die Stauanlagen bei Deichow und im Gamengrund, über den Baugrund vor allem im Bereich von Groß-Berlin, über Wasserversorgungen und über den Straßenbau abgegeben und Untersuchungen über die Lagerung und die Menge verschiedener Gesteinsarten für Straßenbau ausgeführt.

In der Provinz Pommern wurden der Baugrund einer Siedlung bei Stettin begutachtet und die steuerrechtliche Stellung eines zur Trinkwasserversorgung benutzten Sees behandelt.

Für die Provinz Niederschlesien wurden Heilquellen in der Grafschaft Glatz begutachtet und verschiedene Orte in Wasserversorgungsfragen beraten. Ferner wurden die geologischen Unterlagen für die projektierte Talsperre bei Berghof geschaffen und die Reichsautobahnstrecken in den Kreisen Bunzlau und Sprottau, ebenso die neue Isergebirgsstraße untersucht.

In Oberschlesien wurden Gutachten über Wasserversorgungen und Wasserentziehungen abgegeben und bei den Talsperrenbauten von Turawa, Sersno und dem Projekt bei Krappitz wurde gutachtlich weiterhin mitgewirkt. Außerdem beschäftigten uns der Adolf-Hitler-Kanal und die Oderumlegung bei Ratibor.

Für die Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen wurden Zentralwasserversorgungen und Grundwasserschwankungen begutachtet.

In größerer Zahl wurden Gutachten über Wasserversorgungen für die Provinz Ostpreußen ausgeführt und die im Vorjahre begonnenen geologischen Untersuchungen über die Beschaffenheit des Haffuntergrundes fortgesetzt.

Es sind noch besonders die fortlaufenden und grundlegenden Untersuchungen über die Silikosegefährlichkeit von gewissen Gesteinsstaubarten zu erwähnen, außerdem die Förderung der Karte der nutzbaren Lagerstätten 1:200 000.

Die vorstehend genannten Arbeiten sind nur ein Ausschnitt aus unserer gutachtlichen Tätigkeit. Sie sollen andeuten, wie mannigfach die Beratungen sind, und wie durch das Zusammenwirken der Geologen mit der chemischen und geophysikalischen Abteilung die sorgfältige und gründliche Erledigung jeder gestellten Aufgabe gewährleistet ist.

Im Rahmen der geophysikalischen Reichsaufnahme wurden ausgeführt:

I. Regionale Untersuchungen zur Erfassung der großtektonischen Untergrundstrukturen Nordwestdeutschlands und ihrer Beziehungen zur Salzstockbildung und Erdölführung.

1. Schweremessungen

a) Pendelmessungen durch das Geodätische Institut, Potsdam, die Reichsanstalt für Erdbebenforschung Jena, das Geophysikalische Institut der Universität Göttingen und das Physikalische Institut der Preußischen Bergakademie Clausthal in den Meßgebieten Thüringen, Mecklenburg-Vorpommern, Schleswig-Holstein und Westfalen-Oldenburg.

Im Meßgebiet Hannover wurden Wiederholungsmessungen vorgenommen.

b) Gravimetermessungen mit dem Thyssen-Gravimeter in Nordwestdeutschland, in Schleswig-Holstein und in Hannover; Gravimetermessungen mit dem Haalck'schen statischen Schweremesser des Geodätischen Institutes Potsdam in Mecklenburg, in der Prignitz und im Havelland.

2. Magnetische Messungen

Magnetische Messungen mit der Vertikal-Feldwaage wurden ausgeführt in der Prignitz, im nördlichen und mittleren Teil der Mark Brandenburg, nach Süden zu bis Dessau und Wittenberg, sowie in dem östlich der Elbe gelegenen Teil des Regierungsbezirkes Magdeburg.

In Nordwestdeutschland wurde die Vermessung von Oldenburg und Friesland beendet. Im Gebiet des nördlichen Oberrheintals und in der Pfalz wurde ein Gebiet im Umfange von sechs Meßtischblättern aufgenommen. Ferner wurde das Gebiet von Stendal und Rathenow nach Westen zu hinübergreifend bis in die Gegend von Osnabrück untersucht.

II. Speziellere Untersuchungen mit Hilfe von Drehwaagemessungen und seismischen Refraktionsmessungen wurden zur Auffindung und Umgrenzung von Salzstöcken und anderen verdeckten Untergrundsstrukturen von erdölgeologischer Bedeutung in Norddeutschland und im Oberrheintalgebiet vorgenommen:

1. Drehwaageuntersuchungen in Hannover auf den Meßtischblättern Gifhorn, Burgdorf und Ütze, insbesondere zur Umgrenzung der Salzstöcke von Gifhorn, Calberlah, sowie der vermuteten Salzstrukturen von Dedenhausen-Wehnsen.

Im westlichen Schleswig-Holstein in dem Gebiet zwischen Elbe und Eider, sowie nördlich der Eider auf Blatt Tönning. Die Messungen dienten in erster Linie der Umgrenzung des Aufbruches Heide—Hemmingstedt und der Untersuchung der vermuteten Salz- bzw. Kreidestrukturen auf den Blättern Nordhastedt, Dieksand, Meldorf und Kaiserwilhelmskoog. Die Untersuchungen bei Oldenswort—Osterende (Blatt Tönning) ergaben, daß die dort erbohrten paläozoischen Tonmergel nicht einer wurzellosen Scholle, sondern einem ausgedehnten Aufbruch paläozoischer und jüngerer Gesteine angehören.

In Baden wurden im Anschluß an die Bohrungen bei Bruchsal und Forst nördlich und südlich des erdölführenden Gebietes eine Anzahl Meßtischblätter aufgenommen, um die tektonische Gliederung des Untergrundes am Ostrande des Rheintalgrabens zu klären.

2. Seismische Untersuchungen erstreckten sich ebenfalls über das gesamte Gebiet zwischen Heide (Holstein) und der Elbe, sowie auf die östlich anschließenden Blätter über Elmshorn, Quickborn und Ahrensburg bis nach Bergedorf bei Hamburg. Sie dienten teilweise zur Aufsuchung, teilweise zur Neuumgrenzung und Feststellung der Tiefen der Salzstöcke und -dome von Brümmerhof, Harsefeld, Moisburg, Meckelfeld, Siek, Neuengamme, Hohenhorn und Quickborn—Schnelsen, sowie der Strukturen von Bevern und Breddorf.

Durch das Institut für Geophysik wurden außerdem geoelektrische Untersuchungen auf metasomatische Blei-Zinkerzkörper bei Aachen, auf die Fortsetzung des Kupfervorkommens bei Kupferberg in Oberfranken und auf einige Erzvorkommen im östlichen Taunus durchgeführt, sowie radioaktive Messungen zur Feststellung der Quellspalten in den Bädern Reinerz, Altheide und Charlottenbrunn vorgenommen.

Zur Aufsuchung und Verfolgung von Magnetitlagerstätten im Glatzer Bergland wurden erdmagnetische Spezialuntersuchungen in der Umgebung von Seitenberg vorgenommen.

Im Laboratorium des Institutes für Geophysik wurden systematische Untersuchungen zur Bestimmung des Elastizitätsmoduls sedimentärer Gesteine Nordwestdeutschlands, Holsteins und Badens ausgeführt. Außerdem wurden am gleichen Material Raumgewichts-, spezifische Gewichts- und Porositätsbestimmungen vorgenommen.

Die Arbeiten des Instituts für Erdölgeologie betrafen vor allem die planmäßige Erschließung neuer deutscher Erdölfelder im Rahmen

des Reichsbohrprogramms. Sie gingen damit über die Grenzen Preußens hinaus, da auch in erdölhöffigen Gebieten von Braunschweig, Thüringen, Baden und Hessen gebohrt wird. Da die meisten Bohrungen in der Provinz Hannover niedergebracht werden, geschieht die geologische Bearbeitung der Bohrergebnisse z. T. durch eine besondere Zweigstelle des Instituts für Erdölgeologie in Hannover, Löwenstr. 14.

Durch das Lagerstättengesetz vom 4. Dezember 1934 müssen nunmehr auch sämtliche privaten Erdöl- und Erdgasbohrungen eingehend untersucht werden. Ferner ist durch die Preußische Erdölverordnung vom 13. Dezember 1934 eine Mitarbeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt bei der Vergebung von Konzessionen zur Aufsuchung und Gewinnung von Erdöl notwendig geworden.

Dem Institut für Erdölgeologie ist weiter eine Untersuchungsstelle für Mikropaläontologie angegliedert, die vor allem die Gesteinsproben aus Erdölbohrungen auf Mikrofossilien untersucht und daraus wertvolle Schlüsse für die Gliederung der Schichten gewinnt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen erwiesen sich als von großer praktischer Bedeutung, da auf Grund der verfeinerten Stratigraphie zweckmäßigere technische Maßnahme getroffen werden konnten.

Die Untersuchung von deutschen Erzlagerstätten im Zusammenhang mit der Rohstoffbeschaffung wurde fortgesetzt. Zahlreiche Anfragen oder Aufträge von Behörden oder Privaten wurden durch kurze Auskünfte nach Unterlagen in den Archiven und im Schrifttum oder durch ausführliche Gutachten nach Besichtigungen an Ort und Stelle beantwortet. Ergebnisse von Untersuchungsarbeiten wurden geologisch bearbeitet und in den Archiven niedergelegt. Z. B. wurden die Aufschlußarbeiten der Studiengesellschaft Deutscher Kupferbergbau in der Umgebung des Harzes und im Richelsdorfer Gebirge eingehend verfolgt. Im Lahn- und Dillgebiet wurden Eisenerzbohrungen bearbeitet.

Die Arbeiten auf dem Gebiet der Bodenkunde durch das Institut für Bodenkunde waren auch im Berichtsjahr sehr umfangreich. Für die öffentlichen Planungsverbände wurde die Herstellung einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:100 000 fortgesetzt. Die Arbeiten in Niedersachsen wurden abgeschlossen und in Pommern fortgeführt. Für den Landesplanungsverband Rhein-Main-Gebiet wurde eine bodenkundliche Übersichtsaufnahme i. M. 1:100 000 angefertigt. Im Auftrage der Landesplanung der Rheinprovinz wurde auch vom Saarland eine bodenkundliche Übersichtskarte 1:100 000 hergestellt und im Auftrage der Regierung des Saarlandes durch eine Kartierung i. M. 1:25 000 ergänzt.

Neben diesen Übersichtskartierungen wurden für die Heimstättenverbände in 109 Fällen Spezialkarten in größeren Maßstäben, 1:2500 bis 1:10 000, hergestellt und zwar in folgenden Gebieten: Rheinprovinz, Saarland, Westfalen, Hannover, Schleswig-Holstein, Brandenburg, Grenzmark und Ostpreußen.

Außer diesen bodenkundlichen Kartierungen wurden für die Landesfinanzämter im Rahmen der vom Reichsfinanzministerium durchgeführten Reichseinheitsbewertung der Ackerböden 13 180 Untersuchungen an 1968 Bodenproben aus den sogenannten Musterstücken ausgeführt. Im Zeichenbüro des Instituts wurden 411 Bodenkarten i. M. 1:100 000 und 57 Spezialkarten i. M. 1:25 000 gezeichnet bzw. vervielfältigt.

Arbeitsplan der G. L. A. für 1936 (Auszug)

a = anfangen
f = fortsetzen
b = beenden

1. Rheinprovinz

Name	Aufnahme 1 : 25 000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Wunstorf	b. Mechernich		Talsperren Nordeifel ⁀ u. Hartung: Niederrhein.-Aachener Steinkohlengebiet ⁀ u. Bärtling u. Beyenburg: Tiefbohrkarte d. Niederrhein-Westfäl. Steinkohlengebietes
Schmidt	a. Blankenheim		Einführung Frl. Sieverts
Ebert	b. Kempenich f. Hönningen		Magnetische Untersuchungen von Eisensteingeröllen Bl. Blankenheim (4 T.)
Frl. Sieverts	f. Dollendorf		⁀ u. Dienst: Paläontol. Devon von Eifel u. Hunsrück (3 W.)
Quiring	b. Treis		Einführung von Hartung
Hartung	b. Treis a. Zell		⁀ u. Wunstorf: Niederrhein.-Aachener Steinkohlengebiet
Behrend	b. Gemünden b. Pferdsfeld a Sobernheim } Rollig.		Bleizinkerzgrube „Neue Hoffnung“
Schriel	f. Wiehl	Siegen 1 : 200 000 (6 W.) bes. Bl. Ruppichteroth, Waldbroel, Morsbach, Eckenhagen	
Bärtling Beyenburg			⁀, ⁀ u. Wunstorf: Tiefbohrkarte
Dienst			⁀ u. Sieverts: Paläontol. Devon von Eifel u. Hunsrück (3 W.)
Ahrens			Tertiär Niederrhein
Reich u. a.			Magnetische Übersichtsmessungen am Niederrhein

2. Saarland

Name	Aufnahme 1:25000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Quiring	f. Saarbrücken } Karbon f. Heusweiler } Karbon		∽ u. Bode: Bergbau-Aufschlüsse
Schröder	b. Lebach a. Rheimsbach		
Gothan Bode			Paläobotanik
Stach			Kohlenpetrographie

3. Hohenzollern

4. Provinz Westfalen, Lippe u. Schaumburg-Lippe

Bärtling	Waltrop } Flözkarten Revision Lünen } Flözkarten Revision Hamm } Flözkarten Revision		
Bärtling Beyenburg	f. Hörde } Flözkarten Revision a. Menden } Flözkarten Revision		Bergbauaufschlüsse Ruhrgebiet (Bode, Paläobotanik 14 T.)
Paeckelmann	f. Eslohe	Arnsberg 1:200000 (3 W.) Attendorner Mulde	∽ u Behrend: Ramsbeck (1 W.) P: Eisenerze des Warsteiner Sattels. Einführung Richter
Udluft	f. Bödefeld	Detmold 1:200000 (Bl. Gütersloh, Rietberg, Verl)	
Reich	b. Hallenberg		
Richter	a. Hirschberg		
Beyenburg		Münster 1:200000 (Bl. Beckum Ahlen)	Dortmund-Ems-Kanal
Burre		Detmold 1:200000 (Bl. Mastholte, Delbrück, Paderborn, Lippstadt, Borgholz, Borgentreich)	

Name	Aufnahme 1:25000	Übersichts-aufnahmen	Andere Arbeiten
Behrend			— u. Paeckelmann: Ramsbeck (1 W.)
Schindewolf			Pal.-Stratigraph. Bl. Balve (3 W.) Pal.-Stratigraph. Bl. Velbert (einig. T.)
Quiring			Siegerländer Bergbau
Ihnen			Bodenkundl. Bearbeitung d. Bl. Waltrop, Lünen, Hamm, Gronau, Bentheim, Schüttorf, Ochtrup (4 W.)
Ebert u. a.			Magnetische Übersichtsmessungen zwischen Schiefergebirge u. Osning

5. Provinz Hessen-Nassau

Ahrens	b. Selters b. Montabaur b. Meudt		Übersichtsbegehungen auf Bl. Hachenburg, Betzdorf, Burbach, Westerburg, Merenberg, Weilburg (4 W.)
Michels	f. Limburg b. Meudt (SO-Teil) b. Braunfels (Lagerzug Fortuna)		
Kegel	a. Bergebersbach		— u. Zimmermann: Eisensteinbergbau Lahn-Dill
Dahlgrün	Frankenau Rev. d. Altpaläoz. Gemünden Rev. d. Altpaläoz. f. Wildungen		
Blanckenhorn	b. Gemünden (Rev. Zechstein-Trias) f. Fritzlar (Osthälfte)		
Grupe	b. Fritzlar (Westhälfte) f. Waldeck		Fulda- u. Werra-Terrassen (1 W.)

Name	Aufnahme 1:25000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Schriel			Richelsdorfer Gebirge (2 W.)
Heykes			Basalte bei Fritzlar (2—3 W.)
Ebert			Radioakt. Messungen b. Erdbach-Breitscheid (8 T.) Erzganggebiet Nanzenbach (10—14 T.)

6. Provinz Hannover, Länder Braunschweig, Oldenburg, Bremen

Schucht	b. Soltau		
Dienemann		Goldenstedt, Barnstorf, Schmalförden-Schwaförden, Diepholz, Barver, Sulingen, Siedenburg, Liebenau, Nienburg a. W., Lembruch, Wagenfeld, Ströhen, Neudorf, Stolzenau	Untersuch. über Flugsanddecken im Hümmling u. angrenz. Oldenburg (1 W.)
			⇔ u. Otto: Auslotung u. Grundprobenentnahme Steinhuder Meer
Woldstedt		Valsrode, Fallingbostel, Bergen bei Celle, Munster	
Wildvang		Steinhausen-Neuenburg, Varel, Westerstede, Wiefelstede, Barssel, Edewecht, Zwischenahn	
Dahlgrün			Begehung im Devon, Oberharz (1 W.)
			Eisenerzbergbau Harzvorland
Seitz			Stratigr. Unters. i. d. Unterkreide (3 W.)
Barsch			Gravimetr. Übersichts- u. Spezialuntersuchungen
Reich u. a.			7) Seismische Messungen in erdölhöffigen Gebieten
Ebert			Elektr. Kontrollmessungen am Erzgang Grund/Harz

7. Provinz Schleswig-Holstein und Lübeck

Name	Aufnahme 1:25 000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Heck	b. Brodersby a. Sieseby		Verfolgung der Aufschlüsse i. d. Schlei (Bl. Kappeln) Bohraufschlüsse
Dietz	a. Bredstedt		
Range	b. Segeberg		
Hesemann			Geschiebezählungen (10 T.)
Potonié			Organogene Sedimente im Hemmelsdorfer See/Lübeck
Barsch Reich u. a.			Gravimetrische u. seismische Arbeiten

8. Provinz Sachsen und Anhalt

Picard	a. Schlieben		
Zöller	f. Wendisch-Drehna		
Woldstedt			Aufschlüsse am Mittellandkanal
Schröder			Rotliegend Ilfeld (3 T.)
?			Geophys. Untersuch. bei Salzwedel

9. Land Thüringen

Naumann		Für die Strukturkarte: Bl. Marlishausen, Neumark, Buttelstedt, Apolda, Eckartsberga (SW-Teil)	
v. Gaertner			Stratigraphie Bl. Steinach u. Eisfeld (3 W.)
Fulda			Werra Kaligebiet (2 W.)

10. Provinz Brandenburg und Stadtgemeinde Berlin

Name	Aufnahme 1:25000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Dammer	a. Liebenau	Tempel, Liebenau, Trebschen	Einführung Schott, Klingner, Mempel (4 W.) Schlußbegehungen Bl. Jordan (8 T.) u. Beutnitz (4 T.)
Schott Klingner Mempel	f. Stentsch a. Brätz		Kursus Diluvialgeologie (4 W.)
Zöller	b. Fürstl.-Drehna f. Wendisch-Drehna		
Hartung		Driesen-Ost, Driesen-West, Gottschimm, Altsorge	
Beschoren		Zantoch, Lipke, Trebitsch, Schwerin	
Stach		Büssow, Wugarten, Woldenberg, Friedrichsdorf, Altenfließ, Friedeberg	
Kaunhowen	b. Spandau-Charlottenburg (Rev.)		
Krause	b. Joachimsthal b. Gr. Ziethen b. Eberswalde b. Hohenfinow } Revision		
Picard			Braunkohlenbergbau Niederlausitz Geschiebeuntersuchungen südl. Zossen. Schlußbegehung Bl. Buckowien.
Hesemann			Begehungen Bl. Landsberg a. W. (8 T.)
Potonié			Organogene Sedimente der Binnengewässer
Kohl			Erdmagnet. Messungen i. östl. Teil d. Prov. (6 W.)
Schlacht Schober			Kartierung 1:10000 des Havelländischen Luches (4 W.)

11. Provinz Pommern

Name	Aufnahme 1:25000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Stach	a. Samtens		
Hesemann		Pielburg, Gellen, Thurow, Neblin, Groß-Born, Barkenbrügge, Zippnow, Jastrow	
Woldstedt		Falkenhagen, Flötenstein	
Ihnen			Bod.-landw. Bearbeitung d. Bl. Kerstin, Belgard, Standemin. Bod. Übersichtskartierung auf 100000 Bl.: Sagard, Bergen, Greifswald, Grimmen, Anklam ($2^1/_2$ Mon.)
v. Hoyningen-Huene			Bod. Übersichtskartierung auf 1:100000 Bl. Demmin, Grimmen, Stralsund, Wiek, Barth, Ribnitz ($5^1/_2$ Mon.)
Wortmann			Bod. Übersichtskartierung auf 100000 Bl.: Anklam, Friedland, Zinnowitz, Swinemünde, Pasewalk, Prenzlau, Schwedt, Pölitz, Stettin ($5^1/_4$ Mon.)
Barsch Reich			Magn. u. gravimetr. Übersichtsmessungen u. seism. u. gravimetr. Spezialuntersuchung

12. Provinz Niederschlesien

Berg	b. Lichtenberg a. Görlitz	Neuhammer, Tiefenfurth, Kohlfurt, Niesky (6 W.)	
Fischer	b. Wilhelmsthal (2 W.) b. Wüstegiersdorf (Gneis) (4 W.)		Tektonik im Eulengebirge Begehungen (10 T.)
Meister	b. Alt-Lomnitz f. Habelschwerdt		Schlußbegehungen Bl. Lewin u. Tassau (10 T.)

Name	Aufnahme 1:25 000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Gropp			Grubenaufschsüse im Karbon
Reich			Megnet. Messungen in der Grafschaft Glatz (3 W.)
Ebert			Radioakt. Messungen bei Langenau, Warmbrunn, Salzbrunn (5 W.)

13. Provinz Oberschlesien

Assmann	a. Himmelwitz		Oderterrassen Heydebreck-Oppeln (1 W.)
Cramer	f. Neiße-Ost	Ratibor 1:200 000 (Bl. Sauerwitz, Tropplowitz, Arnoldsdorf, Kunzendorf, Friedland)	Oderterrassen Annaberg-Heydebreck Schlußbegehung (1 W.) Begehungen auf Bl. Stoberau (2 W.)
Gropp			Grubenaufschlüsse im Karbon

14. Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen

Schott	f. Stentsch		
Klingner	a. Brätz		
Mempel			
Dammer		Tempel, Meseritz, Betsche, Brätz, Tirschtiegel, Bentschen, Köbnitz, Trebschen, Unruhstadt, Kiebel	
Beschoren		Lipke, Trebitsch, Schwerin, Waitze, Blesen, Gollmütz, Prittisch	
Hartung		Gottschimm	
Hesemann		Neblin, Gr. Born, Büssen, Zippnow, Jastrow	

Name	Aufnahme 1:25000	Übersichts-Aufnahmen	Andere Arbeiten
Zimmermann		Neugolz, Freudenfier, Betkenhammer, Deutsch-Krone, Breitenstein, Arnsfelde, Gr. Wittenberg, Schönlanke, Radolin	Schlußbegehung Bl. Krojanke (1 W.)
Woldstedt		Falkenhagen, Flötenstein, Eisenbrück, Baldenburg, Bölzig, Prechlau	Geophysikal. Untersuchungen
15. Provinz Ostpreußen			
Woldstedt			Abschließende Bereisungen zur Fertigstellung der Übersichtskarte, bes. Bereich d. Frischen Haffes

Bei den Provinzen nicht aufgeführte Arbeiten

Bentz, Haack, Kühne, Riedel, Richter, Schott	Arbeiten im Erdölinstitut
Potonié, Staesche, Wicher	Mikropaläontologische Arbeiten
Bode	Arbeiten für Grubensicherheitsamt
Meisner	Bergwirtschaftliche und statistische Fragen (2 Wochen Weltwirtsch. Archiv u. Institut für Weltwirtschaft)
Barsch	Geophysikalische Reichsaufnahme (Übersichtsmessungen in Oberbayern, Niederbayern, Schwaben, Baden, Mecklenburg; Spezialuntersuchungen in Rheinpfalz, Baden, Oberpfalz)
Ebert	Elektrische Spezialuntersuchungen im Kupferberger Erzganggebiet
	Lagerstättenchronik
	Felderinventur
	Beratungen der Obersten Bauleitungen der Reichsautobahn
	Untersuchungen von Aufschlüssen beim Straßenbau
	Geologische Arbeiten im Bayrischen Wald (gemeinsam mit der Geologischen Landesuntersuchung am Bayrischen Oberbergamt)

Personalbestand
der Preuß. Geologischen Landesanstalt am 31. 3. 1936

Ausgeschieden sind im Laufe des Rechnungsjahres 1935:

Die Bergräte Dr. Stahl, Dr. Kaemmerer, Hülsemann, Isert, Hoffmann und Hausbrand infolge Versetzung.
Landesgeologe u. Prof. Dr. Fuchs infolge Tod.
Amtsgehilfe Linde infolge Tod.
Obermaschinist Weiss infolge Versetzung.
Amtsgehilfe Ingber infolge Versetzung in den Ruhestand.
Stenotypistin Steingräber.
Laborant Tromm.
Hilfsamtsgehilfe Pfeiler.
Bürogehilfe Vandam.

Neu eingetreten sind:

Bergassessor Zimmermann.
Wissenschaftlicher Angestellter Dr. Wicher.
Wissenschaftlicher Ass. Dr. Hartung.
Wissenschaftlicher Ass. Dr. Mempel.
Berginspektor Andreas.
Angestellte Frl. Bernatzky als Stenotypistin.
Angestellter Dietrich als Obermaschinist.
Lohnempfänger Sperlich als Nachtwächter.
Lohnempfänger Rittweger als Amtsgehilfe.
Lohnempfänger Riecke als Amtsgehilfe.
Lohnempfänger Puttin als Amtsgehilfe.

Ernennungen:

Bezirksgeologe u. Prof. Dr. Haack zum Landesgeologen u. Prof.
Bezirksgeologe Dr. Dahlgrün zum Bezirksgeologen u. Prof.
Außerplanmäßiger Geologe Dr. Scharf zum Bezirksgeologen.
Kartographenanwärter Olsen zum Kartographendiätar.
Kartographenanwärter Wendt zum Kartographendiätar.

Demnach ergibt sich folgender Personalbestand:

a) Präsident und Professor

W. von Seidlitz, Dr. phil., Honorarprofessor a. d. Techn. Hochschule Berlin.

b) Abteilungsdirektoren und Professoren

R. Loebe, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Chemische Abteilung, a. o. Prof. an der Techn. Hochschule
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.

c) Abteilungsleiter und Professoren

E. Heuseler, Dipl.-Ing., Chemiker
K. Utescher, Dr. phil., Chemiker
E. Naumann, Dr. phil.

d) Abteilungsleiter

E. Kohl, Dr. phil.

e) Landesgeologen und Professoren

O. Schneider, Dr. phil.
B. Dammer, Dr. phil.
E. Picard, Dr. phil.
O. Grupe, Dr. phil.
G. Berg, Dr. phil.
R. Bärtling, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule
W. Gothan, Dr .phil., Honorarprof. a. d. Universität, a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule
A. Mestwerdt, Dr. phil.
P. Dienst, Dr. phil.
E. Schmidt, Dr. phil.
O. Barsch, Dr. phil.
R. Cramer, Dr. phil.
W. Haack, Dr. phil.

f) Bezirksgeologen und Professoren

P. Assmann, Dr. phil.
E. Zimmermann, Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil., Dr. Ing.
W. Paeckelmann, Dr. phil.
W. Kegel, Dr. phil.
F. Behrend, Dr. phil., Privatdozent 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. an der Techn. Hochschule Berlin
O. Seitz, Dr. phil.
A. Ebert, Dr. phil.
W. Schriel, Dr. phil.
F. Dahlgrün, Dr. phil.

g) Bezirksgeologen

K. von Bülow, Dr. phil., beurlaubt an d. Universität Rostock
F. Michels, Dr. phil nat.
W. Ahrens, Dr. phil.
F. Kühne, Dr. phil.
A. Bentz, Dr. rer. nat., a. o. Prof. an d. Techn. Hochschule Hannover
E. Stach, Dr. phil., Privatdozent a. d. Universität Berlin
O. H. Schindewolf, Dr. phil., a. o. Prof.
R. Potonié, Dr. phil., a. o. Prof.
W. Scharf, Dr. phil.

h) Bergräte

A. Zöller
M. Meisner
E. Fulda, Dr.-Ing.
W. Gropp, Dr.-Ing.
O. Kaestner

i) Außerplanmäßige Geologen

C. Dietz, Dr. phil.
E. Schröder, Dr. phil.
H. Udluft, Dr. phil. nat.
G. Fischer, Dr. phil., Privatdozent.

F. K. Staesche, Dr. phil.
J. Hesemann, Dr. Ing.
B. Beschoren, Dr. phil.
H. Heck, Dr. phil.
E. Beyenburg, Dr. phil.
H.-R. von Gaertner, Dr. phil.
L. Riedel, Dr. phil., Dr.-Ing.

ii) Bergassessoren

K. Zimmermann, Bergassessor.

k) Diplomlandwirte

G. Görz, Dr. agr. (s. auch unter n β)
K. Ihnen, Dr. agr., im Angestelltenverhältnis.

l) Wissenschaftliche Angestellte

H. Bode, Dr.-Ing. (Paläobotanik)
K. Wicher, Dr.-Ing. (Mikropaläontologie).

m) Wissenschaftliche Assistenten

G. Richter, Dr. phil.
W. Schott, Dr. phil.
F. E. Klingner, Dr. phil.
Frl. H. Sieverts, Dr. phil.
W. Hartung, Dr. phil.
G. Mempel, Dr.-Ing.

n) Laboratorien

Vorsteher und Abteilungsleiter siehe vorstehend unter b) und c)

α) Chemiker und Professoren

H. Wölbling, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule (beurlaubt)
C. Krug, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule (beurlaubt)
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.

β) Chemiker

G. Görz, Dr. agr. (s. auch unter k)
W. Benade, Dr. phil.

γ) außerplanmäßige Chemiker

J. Hellmers, Dr. phil.
R. Köhler, Dr. phil.
P. Pfeffer, Dr. phil.
A. Abel, Dr.-Ing.

o) Bücherei

E. Regling, Bibliotheksinspektorin
G. Baensch, Bibliotheksinspektorin
H. Tübben, Bibliotheksinspektorin
K. Winckelmann, Bibliothekshilfsarbeiterin (im Angestelltenverhältnis).

p) Verwaltungsbüros

C. Dreibholz, Bergamtmann
E. Müller, Rechnungsrevisor
A. Heinrich, Rechnungsrevisor
A. Bullerdiek, Berginspektor
F. Heinzmann, Berginspektor
C. Mahl, Berginspektor (Vorsteher der Registratur)
H. Brandt, Berginspektor
F. Schmidt, Berginspektor
J. Andreas, Berginspektor.

q) Kasse

W. Dahle, Bergoberrentmeister
J. Rackwitz, Berginspektor
A. Biesel, Berginspektor
C. Müller, Kassengehilfin (im Angestelltenverhältnis)
H. Müller, Kassengehilfin (im Angestelltenverhältnis)

r) Kanzlei

R. Heewig, Kanzleisekretär, Vorsteher
F. Thiem, Kanzlist
R. Strauchmann, Kanzlist
H. Förster, Hilfsarbeiter (im Angestelltenverhältnis)
G. Taube, Hilfsarbeiterin (im Angestelltenverhältnis)

s) Topograph

G. Otto, Topograph.

t) Kartographenbüros

I. Für Gebirgslandaufnahmen

E. Geyer, Vorsteher
E. Zimmermann, Kartograph
H. Menge, Kartograph
A. Schultze, Kartograph
H. Reich, Kartograph
B. Kloss, Kartograph
H. Boltz, Kartographendiätar
H. Olsen, Kartographendiätar
U. Nagel, Kartographenanwärter
W. Musold, Kartographenanwärter.

II. Für Flachlandsaufnahmen

F. Kuhne, Vorsteher
R. Schöndube, Kartograph
W. Schwarz, Kartograph
R. Fiedler, Kartograph
K. Wagemann, Kartograph
R. Granass, Kartograph
H. Wethlow, Kartograph
R. Pütz, Kartograph
E. Wendt, Kartographendiätar.

u) Hausdruckerei

Leiter: E. Geyer, s. unter t) I

P. Stein, Buchdruckmeister, im Angestelltenverhältnis
W. Ulrich, Drucker und Setzer, im Angestelltenverhältnis
M. Beier, Lithograph, im Angestelltenverhältnis
H. Winterfeld, Hilfslithograph, im Angestelltenverhältnis
A. Witt, Druckereigehilfe, im Arbeiterverhältnis
F. Schwentzfeger, Druckereigehilfe, im Arbeiterverhältnis
W. Schulz, Druckereigehilfe, im Arbeiterverhältnis.

v) Vertriebsstelle

Leiter: E. Friederici, Dr. phil. (im Angestelltenverhältnis)
H. T. Mentzel, Bürogehilfe (im Angestelltenverhältnis)
R. Schlichting, Gehilfe (im Arbeiterverhältnis).

w) Sonstige Beamte (Amtsgehilfen usw.)

F. Neubauer, Oberpräparator
H. Kretschmann, Amtsmeister
F. Becker, Amtsmeister
R. Scholz, Hausinspektor
O. Barheine, Amtsgehilfe
A. Brassel, Hauswart
W. Eckstein, Laborant
E. Tinke, Amtsgehilfe
F. Wruck, Amtsgehilfe
F. Eichenberg, Amtsgehilfe
W. Krause, Amtsgehilfe.

x) Angestellte

(soweit nicht bei den Abteilungen aufgeführt)

W. Pfundt, Registraturgehilfe
H. Rostock, Registraturgehilfe
J. Letto, Sammlungstechniker
M. Zimmermann, Stenotypistin
E. Hilbrand, Stenotypistin
F. Bernatzky, Stenotypistin
G. Brose, Fernsprechgehilfin
M. Lange, Bohrmeister
F. Figel, Modellmeister u. Mechaniker
E. Schmidt, Laborant
G. Dietrich, Obermaschinist.

y) Lohnempfänger

(soweit nicht in den Abteilungen aufgeführt)

P. Lorenz, Handwerker
K. Hilgert, Handwerker
F. Becker, Handwerker
F. Zapf, Handwerker
O. Wagener, Handwerker
G. Gehrke, Handwerker
A. Wilhelm, Kraftwagenführer
W. Heller, Hilfsamtsgehilfe
A. Wehner, Hilfsamtsgehilfe
W. Halle, Hilfsamtsgehilfe
W. Schröder, Laboratoriumsgehilfe
R. Sperlich, Wächter
G. Riecke, Hilfsamtsgehilfe
H. Rittweger, Hilfsamtsgehilfe
W. Puttin, Sammlungsgehilfe
außerdem 11 Reinigungsfrauen.

Außerdem sind in angeschlossenen Instituten beschäftigt:

I. Geophysikalisches Institut

Leiter: Barsch, Landesgeologe und Professor (siehe unter e)

11 wissenschaftliche Angestellte
4 Hilfsangestellte
3 Lohnempfänger.

II. Institut für Erdölgeologie

Leiter: Bentz, Bezirksgeologe (siehe unter g)

2 Hilfsangestellte
3 Lohnempfänger.

III. Institut für Bodenkunde

Leiter: Trénel, Chemiker und Professor (siehe unter n α)

3 Diplomlandwirte
4 wissenschaftliche Angestellte
25 Hilfsangestellte
2 Lohnempfänger.

Verzeichnis der freiwilligen Mitarbeiter

Blanckenhorn, M., Prof., Dr., Marburg (Lahn), Dörflerstr. 10.

Deubel, F., Dr., Landesgeologe der Thür. Geolog. Landesuntersuchung, Jena, Marienstr. 9.

Ganssen, R., Dr., Abt.-Dir., Prof. i. R., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule, Berlin-Grunewald, Königsallee 9 (H 2 5653).

Kaunhowen, F., Dr., Landesgeologe u. Prof. i. R., Berlin-Charlottenburg 5, Riehlstr. 14 II.

Kühn, B., Dr., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. u. Prof. i. R., Hon.-Prof. a. d. Techn. Hochschule, Berlin-Dahlem, Humboldtstr. 24 (G 6 2721).

Range, P., Dr., Geh. Bergrat, Berlin-Steglitz, Kaiser-Wilhelm-Str. 5 I.

Schucht, F., Dr., o. Prof. a. d. Landw. Hochschule, Berlin-Wilmersdorf, Günzelstr. 59.

Stille, H., Dr., o. Prof. a. d. Universität Berlin, Berlin-Charlottenburg, Tannenbergallee 18.

Wildvang, Dodo, Konrektor a. D., Emden, Karl-von-Müller-Str. 23.

Zimmermann, E., Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe u. Prof. i. R., Berlin-Wilmersdorf, Hildegardstr. 20.

Dahmer, G., Dr., Bad Soden a. Taunus, Kaiserstr. 3.

Krause, P. G., Dr., Abt.-Leiter, Landesgeologe u. Prof. i. R., Eberswalde, Bismarckstr. 27.

Weissermel, W., Dr., Abt.-Direktor i. R., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule, Berlin-Charlottenburg, Herderstr. 11 II (C 1 2163).

Spriestersbach, Dr. h. c., Rektor i. R., Remscheid-Reinshagen.

Korrespondenten der Geologischen Landesanstalt

Rheinprovinz

Hamacher, Karl, Dr., Studienrat, Wuppertal-Barmen, Seydlitzstr. 9.
Imig, Rektor, Wülfrath/Rhld.
Paul, Henry, Essen, Sybelstr. 31.
Weyland, Prof., Dr., Honorarprofessor für Paläobotanik an der Universität Köln, Wuppertal-Elberfeld, Nüllerstr. 139.
Zelter, W., Dr., Stadtbaumeister, Wuppertal-Barmen, Hesselnberg 56.
Zörner, Dr. h. c., Bergrat, Generaldirektor i. R., Bensberg b. Köln/Rh.

Saarland (Untersaarland)

Guthörl, Paul, Dr. h. c., Kustos, Saarbrücken 2, Bergschule.

Provinz Westfalen

Althoff, W., Bielefeld, Wertherstr. 30.
Langewiesche, Prof., Dr., Oberstudienrat i. R., Bünde/Westf., Herforderstr. 17.
Laurent, A., Konrektor i. R., Dortmund-Hörde, Semerteichstr. 184.
Schmidt, A., Dr., Studiendirektor, Bielefeld, Auf dem Calvinenfelde 20.
Torley, Dr., Sanitätsrat, Iserlohn.

Provinz Hessen-Nassau

Borgstätte, Otto, Dr., Landesvermessungsrat i. R., Wiesbaden, Kreidelstr. 7.
Kräusel, Prof., Dr., Frankfurt/Main, S 10, Danneckerstr. 25.
Lüstner, G., Prof. Dr., Kommissar f. Naturdenkmalpflege, Pflanzenpathologische Versuchsstation, Geisenheim/Rhein.
Pusch, Schriftleiter, Bad Wildungen.
Vonderau, Josef, Prof., Dr., Fulda, Waides 15.
Waldschmidt, E., Prof., Dr., Bad Wildungen.
Wenz, W., Dr., Studienrat, Frankfurt/Main, Röderbergweg 47.

Provinz Hannover und Oldenburg

Bergmann, W., Dr. Ing. h. c., Hüttendirektor der Ilseder Hütte, Gr. Ilsede i. Hann.
Bock, E., Oberingenieur, Gr. Bülten, Post Gr. Ilsede i. Hann.
Brockmann, Chr., Lehrer, Wesermünde-Lehe, Roßbacherstr. 3.

Pfaffenberg, Lehrer, Vorwohlde b. Sulingen in Hannover.
Schütte, H., Dr. h. c., Rektor i. R., Oldenburg i. O., Ziegelhofstr. 55.
Wilkens, Rudolf, Oberstudienrat, Dr., Hannover, Sallstr. 31.

Braunschweig und Lippe

Grunewald, Studienrat, Salzuflen, Am Ostpark 8 a.
Käse, Karl, Kaufmann, Eschershausen, Kr. Holzminden, Raabestr. 162.

Schleswig-Holstein und Lübeck

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

Bock, Franz, Lehrer, Emden über Neuhaldensleben.
Fromme, J., Dr., Apotheker u. Nahrungsmittelchemiker, Magdeburg, Adelheidring 17.
Hansen, Albert, Dr., Tierarzt, Eilsleben, Bez. Magdeburg.
Henkel, Ludwig, Prof. Dr., Schulpforta, Kr. Naumburg (Saale).
Klett, Rektor, Mühlhausen (Thür.), Bahnhofstr. 17.
Landmann, Otto, Konrektor i. R., Stolberg/Harz.
Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
Schmidt, Paul, Mittelschullehrer, Harzgerode/Harz.
Wünschmann, Karl, Dr., Studienrat, Quedlinburg, Adelheidstr. 14.
Zechlin, Konrad, Apotheker, Salzwedel.

Freistaat Sachsen

Czygan, Kurt, Oberstudiendirektor, Leipzig O 5, Möbiusstr. 13.

Land Thüringen und Anhalt

Auerbach, Alfred, Rektor, Museumsdirektor, Gera.
Böttcher, Julius, Studienrat, Ohrdruf/Thür.,
Franke, A., 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, A., Betriebsführer i. R., Schwarza/Saale.
König, Dr., Studienrat, Weimar, Friesstr. 1.
Kraus, Hans, Dr. Ing., Dipl.-Bergingenieur, Groß Kamsdorf b. 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, Gotha, Dorotheenstr. 34.
Weiss, Artur, Dr. phil., Hildburghausen, Schloßgasse 9.

Provinz Brandenburg

Bennhold, W., Direktor, Fürstenwalde/Spree, Sembritzkistr. 2.
Domnick, Emil, Pfarrer i. R., Werder/Havel, Fischerstr. 106 b.
Kindermann, Walter, Lehrer, Kahnsdorf bei Luckau, N.-L.
Roedel, H., Prof., Dr., Oberstudienrat i. R., Frankfurt/Oder, Sophienstr. 12.
Stoeckert, G., Hüttendirektor a. D., Frankfurt/Oder, Bremerstr. 33.

Provinz Pommern

Bannier, Dr., prakt. Arzt, Stolp/Pom., Bismarckplatz 1.
Franke, K., Dr., Studienrat, Lauenburg i. Pom., Alumnat.

Provinz Oberschlesien

Drescher, Eberhard, Major a. D., Museumskustos, Beuthen, O.-S., Kantstr. 2.
Grundey, Max, Oberlandmesser i. R., Museumsleiter (Oberschles. Museum), Gleiwitz, O.-S., Moltkestr. 36.
Plank, Franz, Dipl.-Ing., Betriebsdirektor, Gogolin, O.-S.

Provinz Niederschlesien

Dittrich, Gerhard, Dr., Studienrat, Breslau 16, Pirolweg 20.
Göhr, Franz, Prof., Dr., Studienrat, Glatz/Schles., Gartenstr. 25.
Göldner, Emil, Konrektor i. R., Liegnitz, Haagstr. 12.
Zimmermann, Fr., Bergschullehrer, Waldenburg-Altwasser, Mangelweg 6.

Grenzmark Posen-Westpreußen

Dobrindt, Otto, Lehrer, Großdorf bei Unruhstadt.

Provinz Ostpreußen

Lieck, Robert, Lehrer, Mertensdorf über Braunsberg/Ostpr., Post Schalmey.

Sitzungsberichte

1. J. Behr:

Was hat der Geologe bei der Bearbeitung von Gutachten zu beachten?

Unsere seit 1933 erheblich zahlreicher und wesentlich vielseitiger gewordenen Gutachten unterliegen der Kritik verschiedenster Stellen.

Die Unterlagen für unsere Gutachten, die nicht in erster Linie eine wissenschaftliche Abhandlung sein dürfen, sondern vor allem ein begründetes Urteil über eine bestimmte Frage enthalten müssen, liegen in den geologischen Karten, in dem Archivmaterial, in der einschlägigen Literatur und in den Ergebnissen einer örtlichen Untersuchung. Ohne genaueste Ortskenntnis soll ein Gutachten nicht erstattet werden, es sei denn eine gutachtliche Auskunft. Ein besonderer Vorteil bietet sich durch die Aussprache im amtlichen Kollegenkreise und in praktischer Zusammenarbeit mit Bohrfirmen.

Durch neue Aufschlüsse oder andere wirtschaftliche Verhältnisse kann sich das frühere Ergebnis eines Gutachtens verschieben. Untersuchungen über Rentabilität einer Lagerstätte bleiben vom Gutachten ausgeschlossen, bei technischen und juristischen Fragen ist Zurückhaltung geboten. Die Grenzen des eigenen Arbeitsgebietes sind einzuhalten, unter Umständen ist auf die Mitarbeit anderer Behörden, wie der Landesanstalt für Wasser-, Boden- und Lufthygiene, der Landesanstalt für Gewässerkunde und des Staatlichen Materialprüfungsamtes zu verweisen.

Die Verantwortung für ein Gutachten trägt nach außen hin die Behörde, nicht der Sachbearbeiter. Trotzdem kann der Sachbearbeiter unter Umständen bei Mangel an erforderlicher Sorgfalt regreßpflichtig gemacht werden.

Wir unterscheiden amtliche Gutachten, Privatgutachten, gerichtliche Gutachten. Hierfür sind besondere Richtlinien festgelegt. Alle im öffentlichen Interesse liegenden Fragen werden amtlich behandelt. Bemerkt sei, daß Privatgutachten weder zu Spekulations-, noch Reklamezwecken, sondern lediglich zur eigenen Orientierung des Auftraggebers abgegeben werden. Gerichtsgutachten, soweit sie Parteigutachten sind, werden abgelehnt. Bei Gutachten ist zu beachten:

Erlaß vom 11. 6. 1909. — I. 4919. Bestimmungen über Erstattung von Gutachten durch die G. L.-A.

Erlaß vom 28. 3. 1912. — I. 2442. Betr. gutachtliche Tätigkeit durch einen Beamten eines OBA-Bezirks in einem anderen OBA-Bezirk.

Erlaß vom 11. 9. 1914. — I. 6363. Betr. Abgabe von Privatgutachten durch Staatsbeamte bei Bergschäden.

Erlaß vom 6. 10. 1930. — I. 5536. (13. 4. 1916. — I. 1979.) Betr. außerdienstliches Gutachten während eines Rechtsstreites.

Erlaß vom 17. 7. 1935. — III. 5811. Betr. Geologische Beratung beim Straßenbau, bei bergbaulichen Interessen Hinzuziehung der OBA.

Erlaß vom 2. 4. 1936. — III. 2903. Betr. Gutachten und Veröffentlichungen für das Ausland.

In bestimmten Fragen wird eine Gemeinschaftsarbeit mehrerer Sachbearbeiter wertvoll sein.

Bei örtlichen Untersuchungen muß der Sachverständige seine Beobachtung unbeeinflußt von den beteiligten Kreisen vornehmen, unabhängig und objektiv wie der Richter.

Vor Beginn eines Gutachtens ist die Kostenfrage zu klären, bei amtlichen Gutachten unter Hinweis auf den Gebührentarif, und gegebenenfalls Kostenvorschuß zu erheben.

Klare Disposition, gute deutsche Sprache und anschauliche zeichnerische Anlagen sollen für die Gutachten selbstverständlich sein.

Gutachten für andere Ministerien müssen bei unserem Herrn Minister durchlaufen.

Berlin, den 10. Januar 1936

2. W. Dienemann:

Über Baugrundfragen und für Baugrunduntersuchungen wichtige DIN-Normen

Es wurden besprochen:

DIN-Vornorm 4021: Grundsätze für die Entnahme von Bodenproben.

DIN-Vornorm 4022: Einheitliche Benennung der Bodenarten und Aufstellung der Schichtenverzeichnisse.

DIN-Norm 1179: Körnungen von Sanden.

DIN-Norm 1052: Probebelastungen.

Richtlinien für Bodenuntersuchungen für Entwurfsbearbeiter, Bauausführende und Bauherren, herausgegeben vom Deutschen Ausschuß für Baugrundforschung bei der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen.

Durch Beispiele aus der jüngsten Praxis, besonders des Straßenbaues, wurde die Bedeutung dieser Normen für die geologische Beratung in Baugrundfragen erläutert.

Ferner wurde über Erfahrungen beim Herabsprengen von auf weiche Schichten (Torf, Faulschlamm usw.) geschütteten Dämmen berichtet. Die Wirtschaftlichkeit und überhaupt die Anwendungsmöglichkeit dieses Verfahrens hängt stark von der geologischen Lagerung des Untergrundes ab. Am besten läßt sich das Verfahren bei schmalen und tiefen Rinnenmooren im jungen Endmoränengebiet anwenden.

Berlin, den 10. Januar 1936

3. W. Gothan:

Die zweite Heerlener Karbonkonferenz

Im Herbst 1935 fand der zweite karbonstratigraphische Heerlener Kongreß im Anschluß an den 6. Internationalen Botaniker-Kongreß in Amsterdam vom 9. bis 14. September 1935 statt. Einige Vorträge, die auch auf dem Kongreß in Heerlen selbst am Platz gewesen wären, wurden schon vorher in Amsterdam gehalten, insbesondere solche über die Pflanzengeographie in den älteren Formationen, über den Synchronismus der Floren überhaupt und speziell der Perm-Stefanfloren und der Gondwanaflora. Insbesondere war von Wichtigkeit in Amsterdam der Vortrag von Halle-Stockholm über die vorläufigen Ergebnisse der Aufsammlungen der Expedition Sven Hedin in Nanschan (Ost-Tibet), wo die Überlagerung der Gigantopterisflora durch die Angaraflora ein ebenso wichtiges wie überraschendes Novum darstellte. Der Kongress stellt gegenüber dem ersten mehrere Fortschritte dar: Einmal waren diesmal auch die Nordamerikaner anwesend und zur Mitarbeit bereit, ferner die Indier als Vertreter der Gondwanaländer. Die gehaltenen Vorträge bewegten sich auf den verschiedensten Gebieten der vergleichenden Karbonstratigraphie; es kamen sowohl Angehörige der paläozoologischen wie auch der paläobotanischen Richtung und auch reine Geologen zur Aussprache. Von deutscher Seite waren zugegen Wunstorf, Gothan, Paeckelmann, Bode und Hartung von der G. L.-A., Kukuk, Herbst und Oberste Brink aus dem Ruhrrevier, H. Schmidt-Göttingen, Dannenberg-Aachen, Hirmer-München, Guthörl-Saarbrücken u. a. Die Fortschritte für Deutschland bestanden u. a. in der genauen Festsetzung der Grenzen Westfal—Stefan—Rotliegendes und weiter darin, daß die Profile von Niederschlesien und Oberschlesien nunmehr nach den Vorarbeiten von Gothan und Gropp dem Heerlener Profil angepaßt wurden, wobei einige Differenzen mit den Ostrauer Geologen überwunden werden konnten. Auch die Angliederung des Oberschlesischen Unterkarbons war in der Zwischenzeit seit 1927 möglich. Die sonstigen Vorträge befaßten sich mit dem französischen, belgischen und Ruhrkarbon; in dem englischen und schottischen sind beträchtliche Fortschritte durch Dix (Süd-Wales) und Walton (Schottland) u. a. zu verzeichnen. Auch in der Eingliederung der mittelböhmischen Becken haben die Herren aus der Tschechoslowakei Beträchtliches geleistet. Das nordamerikanische Karbon kam durch verschiedene Vorträge zu seinem Recht (Darrah, Moore und Arnold); die Einbeziehung der Resultate für Nordamerika bleibt dem nächsten Kongreß vorbehalten. D. White sowie die Arbeiten von Darrah, Jongmans und Gothan sind Vorarbeiten dazu. Schließlich sei erwähnt, daß die Kohlenpetrographen, wenigstens die europäischen, sich in den nomenklatorischen Fragen geeinigt haben. Eine Anzahl von Exkursionen während des Kongresses vermittelte den Teilnehmern einen Einblick in die Fossilfolge insbesondere der Pflanzen im Holländisch-Limburger Karbon. Die Aufnahme in Holland war sehr gut vorbereitet und in jeder Beziehung entgegenkommend. Einen allgemeinen Vortrag hielt Dr. Waterschoot van der Gracht.

Berlin, den 24. Januar 1936

4. E. Schröder:

Über die Arbeiten der G. L.-A. im Saargebiet

Während bei den Arbeiten der G. L.-A. in der Saarbrücker Gegend die Steinkohlen im Mittelpunkt der geologischen Forschung stehen, ist die Aufgabenstellung bei den im saarländischen Rotliegenden begonnenen Neuaufnahmen naturgemäß eine ganz andere. Eine große Zahl von Problemen stratigraphischer, tektonischer, paläogeographischer und vulkanologischer Art harren hier der Bearbeitung. Schon jetzt hat sich aber gezeigt, daß sich von solchen rein wissenschaftlichen Zielsetzungen aus sehr bald Beziehungen zu Fragen ergeben, die auch für die Erforschung des Steinkohlenreviers nicht unwesentlich sind. So dient beispielsweise die kartenmäßige Festlegung der Karbon-Rotliegendgrenze zugleich der Kenntnis vom Verlauf des abbauwürdigen Grenzflözes, die Verfolgung der Störungslinien im Rotliegendgebiet wird die Klärung der Spezialtektonik im benachbarten Karbon erleichtern, und aus dem paläogeographischen Entwicklungsbild des altpermischen Saarbeckens kann man vielleicht einmal Hinweise auf die Ausdehnung des Saarkohlenbeckens nach Norden hin gewinnen.

Weiterhin sind die Aufnahmen noch von Bedeutung für die Erforschung der Erzvorkommen (Lebacher Toneisensteinlager, Kupfererze im Buntsandstein), für die entwicklungsfähige Steinindustrie, den Straßenbau und die vielfach noch unzureichende Wasserversorgung.

Berlin, den 24. Januar 1936

5. W. Benade:

Moor- und Heilschlammuntersuchungen im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft der Preußischen Geologischen Landesanstalt mit den Körperschaften des deutschen Bäderwesens

Durch Verhandlungen mit Professor H. Vogt wurde die Arbeitsgemeinschaft der Preußischen Geologischen Landesanstalt mit den Körperschaften des deutschen Bäderwesens ins Leben gerufen. Es ist ein Fonds gegründet worden, der von der Landesanstalt verwaltet wird. Die Körperschaften des Bäderwesens haben hierzu Beträge beigesteuert, auch sind von einer Anzahl von Badeverwaltungen Förderzuschüsse eingegangen, so daß es möglich ist, den Untersuchungsbeitrag für die zum großen Teil wirtschaftlich schlecht gestellten Bäder niedrig festzusetzen. Außer der Durchführung der Arbeiten im Laboratorium hat die Landesanstalt es übernommen, für die lagerstättenkundliche Untersuchung und zur Probenahme von Fall zu Fall einen Sachbearbeiter zu entsenden.

Der Zweck der Untersuchungen ist ein mehrfacher: Es soll den Bädern Material zur Information der Ärzteschaft entsprechend dem Stand unserer Kenntnisse an die Hand gegeben werden. Die Untersuchungen erfolgen auf einheitlicher Grundlage. Die Ergebnisse sollen später im neuen Deutschen Bäderbuch zusammengestellt werden.

Praktische Aufgaben: Die Untersuchung an Ort und Stelle beschränkt sich nicht allein auf das Lager, das augenblicklich abgebaut wird, vielfach ist es notwendig, neue Lagerstätten aufzusuchen. Vielfach sind spezielle Fragen zu beantworten, die für das betreffende Bad von Interesse sind, z. B. die physikalische und chemische Wirkung von Mineralwasserzusatz oder der Einfluß der Konsistenz der Bäder auf das Wärmeverhalten usw. Solche Fragen werden durch abgekürzte Untersuchungen nach Möglichkeit geprüft.

Der wissenschaftliche Wert der Untersuchungen liegt darin, daß die verschiedensten Materialien vom Hochmoor bis zum rein minerogenen Sediment untersucht werden. Diese Arbeiten kommen also auch der Chemie der subaquatischen Sedimente zugute.

Bisher hat es sich ergeben, daß die Verhältnisse nahezu in jedem Bade anders liegen. Die Untersuchungen können nicht rein schematisch durchgeführt werden, es handelt sich vielmehr um das Studium der deutschen Moore und Schlamme, aber soweit es möglich ist, auf einheitlicher Grundlage. Auf diese Weise besteht die Aussicht, daß wir im Laufe der Zeit zu einer vollständigen Inventarisierung dieses Teiles der Heilschätze des deutschen Heimatbodens gelangen.

Berlin, den 7. Februar 1936

6. P. v. Hoyningen-Huene:

Die bodenkundliche Übersichtskartierung Niedersachsens

Die vom Oberpräsidenten der Provinz Hannover der Geologischen Landesanstalt in Auftrag gegebene Übersichtskarte Niedersachsens hat die Erforschung des Heimatbodens für großräumige Planungen aller Art zum Ziel. Die Karte umfaßt eine Gesamtfläche von 56 000 qkm. Die Kartendarstellung erstreckt sich auf Bodentyp, Bodenart und Schichtung. Daneben werden auf je einer besonderen Karte die Wasserführung des Bodens und seine Nutzungsmöglichkeiten gezeigt.

Auf der Bodenkarte werden folgende Bodentypen unterschieden und durch eine Flächenfarbe kenntlich gemacht:

Schwarzerden
Braunerden (Braune Waldböden)
Naßfleckerden (nasse Waldböden)
Rostfarbene Erden (rostfarbene Waldböden)
Mineralische Naßböden (Grundwasserböden)
Anmoorige Böden und Moorerden
Moorböden (organische Naßböden).

Der Darstellung der mineralischen Bodenarten in Signaturen liegt die Dreiteilung nach den Hauptbodenartengruppen: Sand, Lehm und Ton zugrunde. Organische Böden werden in braunen Signaturen gegeben.

Die Übersichtskartierung wurde mit dem Kraftwagen durchgeführt, weil ein umfassendes Kartenwerk in kurzer Zeit hergestellt werden mußte. Auf diese Weise ist — obwohl pro Meßtischblatt im Durchschnitt nur 4 Tage zur Verfügung standen — eine verhältnismäßig große Genauigkeit erreicht worden.

Arbeitsgrundlage war das Meßtischblatt, dessen Topographie eine genauere Orientierung ermöglicht. Die Ergebnisse der Aufnahme auf dem Meßtischblatt wurden unter Aufsicht der Autoren auf den verlangten Maßstab 1 : 100 000 übertragen.

Als ein erstes Ergebnis der Kartierung hat sich ergeben, daß in der Lüneburger Heide zurzeit noch etwa 30 000 ha eines Bodens brach liegen, dessen Beschaffenheit — besonders im Untergrund — eine landwirtschaftliche Nutzung zuläßt. Schon dieses eine praktische Ergebnis rechtfertigt die für die Kartierung aufgewendeten Kosten.

Berlin, den 7. Februar 1936

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

7. M. Trénel:

Aufgaben und Organisation der Bodenkartierung an der Geologischen Landesanstalt Berlin

Die Reichsstelle für Raumordnung und die Akademie für Landesforschung und Reichsplanung benötigen für die Zwecke der Generalplanung bodenkundliche Übersichtskarten i. M. 1:100 000. Die Landesplanungsstellen, die Heimstätten verlangen bodenkundliche Karten in einem größeren Maßstab, der erlaubt, den häufigen Wechsel der Bodenverhältnisse auf engem Raum darzustellen, also etwa i. M. 1:5000 bis 1:10 000.

Zur Beurteilung der Eignung und Leistungsfähigkeit bodenkundlicher Karten ist zunächst die entscheidende Bedeutung hervorzuheben, die der gewählte Maßstab auch — und besonders — für bodenkundliche Karten hat. Auf der Karte 1:100 000 entspricht 1 qcm der Karte bereits 100 ha im Gelände, so daß eine solche Karte die Bodenverhältnisse nur in großen Zügen wiedergeben kann. Der Zweck einer solchen Übersichtskarte kann infolgedessen nur der sein, einer Dienststelle, die mit den örtlichen Verhältnissen nicht vertraut ist, eine allgemeine Orientierung über zusammenhängende Gebiete für die Zwecke der Generalsiedlung und Generalplanung zu geben. Dem Maßstab und der zur Verfügung stehenden Zeit entsprechend, wird das Gelände nicht mit Hilfe eines systematisch angelegten Netzes von Aufgrabungen und Bohrungen erschlossen, sondern der kartierende Bodenkundler erhält seine Untersuchungsergebnisse überwiegend durch Beurteilung der Geländegestaltung und der Vegetation. Die außerdem notwendigen Bohrungen können nur selten dichter als in Abständen von 500 bis 800 m angelegt werden. Infolgedessen empfiehlt es sich, auf solchen Übersichtskarten ein großräumiges Einteilungsprinzip anzuwenden und nur den Bodentyp darzustellen, allenfalls noch den Gesamtcharakter der Bodenart anzugeben. Abzulehnen ist, wenn auf diesen Übersichtskarten Einzelheiten, wie Schichtung des Bodens, Wasserführung, Krumentiefe, angegeben werden,

1. weil der gewählte Maßstab dafür flächenmäßig völlig unzulänglich ist,
2. weil die Karte durch die Überfülle der dargestellten Bodeneigenschaften schwer lesbar wird.

Abzulehnen ist ferner, wenn aus solchen Übersichtskarten irgendwelche betriebswirtschaftlichen Maßnahmen oder gar die Mindestgrößen einer Ackernahrung abgeleitet werden, weil der Boden nicht den dafür allein bestimmenden Faktor darstellt. Voraussetzung für die Benutzung der Bodentypenkarte ist die Vertrautheit mit den Bodentypen, d. h. also, daß der Benutzer solcher Karten imstande ist, die wissenschaftliche Abstraktion des Bodentyps aufzulösen in die speziellen und charakteristischen Eigenschaften des Bodens, die jeweils interessieren.

Für die Spezialaufgaben, die örtlichen Siedlungsgemeinschaften gestellt werden, sind die oben gekennzeichneten Karten mehr oder weniger wertlos. Ein besseres Bild über die Bodenverhältnisse kleinerer Flächen bis herunter zu 2 ha gibt eine Bodenkarte i. M. 1:25 000; aber auch noch hier ist es noch nicht immer möglich, dem häufigen Wechsel der Bodenverhältnisse einwandfrei zu entsprechen. Erst Karten i. M. von 1:10 000 an erlauben, die bodenkundlichen Verhältnisse von Flächen in Parzellengröße darzustellen. Die Genauigkeit der Ausgrenzung wird naturgemäß um so größer sein, je enger das Netz der Aufschlüsse gezogen wird. Das Reichsfinanzministerium führt für die Zwecke der Bodeneinheitsbewertung die Untersuchung in der Weise durch, daß alle 50 m ein Aufschluß gewonnen wird. Die Ergebnisse werden in die Schätzungsliste eingetragen und sollen später die Grundlage für die Herstellung bodenkundlicher Spezialkarten für das ganze Reichsgebiet i. M. 1:5000 bilden (vgl. das Referat von Dr. Görz). Hier ein regionales Klassifikationsprinzip anwenden, heißt, den Zweck von Spezialkarten verkennen; ein solches Verfahren (sofern man nicht spezielle landwirtschaftliche, geologische, geographische, topographische Begriffe für „Bodentypen" ausgibt) muß notwendigerweise den hier interessierenden Wechsel der Bodeneigenschaften in der Fläche und in der Tiefe verwischen und die Karte uniformieren. Infolgedessen wird es sich empfehlen, hier mit Farben die Bodenart wiederzugeben und entscheidende, den Bodentyp kennzeichnende Eigenschaften, wie z. B. Bleichung, Ortstein, Wasserführung mit besonderen Schraffen anzugeben.

Da die große Anzahl der Eigenschaften des Bodens, die jeweils interessieren — geologische Herkunft, Boden, Art, Schichtung, Typ, Mächtigkeit und Form des Humus, Durchwurzelung, Nährstoffgehalt, Azidität, Wassereinfluß — die Ausdrucksmöglichkeiten der kartenmäßigen Darstellung — Farbe, Schraffen, Einschreibungen — bei weitem übersteigen, kann man nicht alles auf einer Karte darstellen, ohne die Lesbarkeit der Karte zu gefährden. Es ist deshalb unmöglich, eine Bodenkarte zu zeichnen, die gleichzeitig allen Belangen gerecht werden soll; auf die Fragestellung sind aus diesem Grunde stets der gewählte Maßstab und die Darstellung einzurichten.

Auf der bisherigen geologisch-agronomischen Karte des norddeutschen Flachlandes ist das wichtigste Ausdrucksmittel der Karte, die Farbe, durch die geologische Formation in Anspruch genommen. Infolgedessen ist es nicht möglich, das bodenkundlich Entscheidende auf dieser Karte durch die Farbe hervorzuheben und leicht lesbar zu gestalten. Eine notwendige Forderung ist deshalb die Trennung der Darstellung der bodenkundlichen Eigenschaften von den geologiscen. Die Entlastung der geologischen Karte von bodenkundlichen Daten wird sich auch in verschiedener Hinsicht für die geologische Karte selbst zum Vorteil auswirken.

Zusammengefaßt ergeben sich folgende Grundsätze für die Bodenkartierung:

1. Eine Bodenkarte muß für den Laien leicht lesbar, deshalb einfach sein. Die bodenkundlichen Daten sind — getrennt von der geologischen Karte — auf besonderer Karte darzustellen.
2. Der gewählte Kartenmaßstab muß dem Zweck der Karte entsprechen, und

3. das Einteilungsprinzip ist dem Maßstab gemäß zu wählen, für Übersichtskarten der Bodentyp, für Spezialkarten die Bodenart mit Darstellung der Schichtenfolge, der Wasserführung und von sonstigen entscheidenden Eigenschaften (Untergrundverdichtung, Ortstein).

An den vorgelegten Karten wird gezeigt, wie sich den ausgeführten Grundsätzen entsprechend die verschiedenen Bodenkarten gestalten lassen.

1. Auf der Übersichtskarte vom Saarland i. M. 1:100 000 ist lediglich der Bodentyp angegeben. Auf dieser Karte sind Waldböden in ihrer verschiedenen Entwicklung, Gesteinsböden, mineralische und organische Naßböden ausgeschieden. Die durch den Bergbau gestörten Flächen und die dicht besiedelten Ortschaften sind weiß gelassen. Streng genommen fallen die „Gesteinsböden" nicht mehr unter einen regionalen Klimatyp; es zeigen sich hier also grundsätzliche Schwierigkeiten bei der Anwendung des regionalen Einteilungsprinzips im gebirgigen Gelände. Um dem Leser, der Schwierigkeiten hat, die wissenschaftliche Abstraktion des Bodentyps aufzulösen, die Anwendung der Bodentypenkarte zu erleichtern, wird diese Karte in eine sogenannte „Wirtschaftskarte" umgedeutet. Aus dieser Wirtschaftskarte ist in großen Zügen die Eignung des Bodens für Acker, Grünland, Obstbau und forstwirtschaftliche Nutzung zu entnehmen.

2. Auf der Karte des Saarlandes i. M. 1:25 000 wird die Bodenart mit der Farbe dargestellt und die Schichtenfolge der tieferen Horizonte bis zur Tiefe von 2 m mit waagerechten Schraffen. Die leichten Böden erhalten die hellsten Farben; je schwerer der Boden wird, um so dunkler wird die Farbe. Die Mächtigkeit des möglichen Wurzelraumes wird durch die Tiefe des Farbtons dargestellt, ähnlich wie auf einer Seekarte die Meerestiefe, und zwar in Stufen von 0 bis 10 cm, 10 bis 50 cm, 50 bis 80 cm, 80 bis unbeschränkt. Wird der Wurzelraum durch zu hohes Grundwasser, durch Verdichtung bzw. durch Ortstein oder auch durch das anstehende Gebirge eingeschränkt, so ist das außerdem mit besonderen auffallenden Zeichen kenntlich gemacht. Im Gebirge wird eine besondere Schraffe verwendet, welche die petrographische Ausbildung des anstehenden Gesteins (nicht die geologische Formation) darstellt.

3. Als Beispiel für eine Bodensiedlungskarte wird eine Karte 1:5000 der Siedlung Auersmacher im Saarland gezeigt, auf der, dem besonderen Zweck der Karte entsprechend, die Eignung des Bodens für die Anlage der Wohnstätten und der gärtnerischen Nutzung zu entnehmen ist. Es werden auf besonderen Blättern dargestellt: Bodenart und Schichtung, Tiefe des anstehenden Kalkgesteins, Humusgehalt, Azidität und Entkalkungstiefe, Wasserführung, weil es unmöglich ist, die mannigfachen hier interessierenden Bodeneigenschaften in lesbarer Form auf einer Karte zusammenzufassen.

Berlin, den 7. Februar 1936

8. G. Görz:

Das Bodenschätzungsgesetz

Am 16. Oktober 1934 beschloß die Reichsregierung das „Gesetz über die Schätzung des Kulturbodens (Bodenschätzungsgesetz)", dessen § 1 folgenden Wortlaut hat:

„Für den Zweck einer gerechten Verteilung der Steuern, einer planvollen Gestaltung der Bodennutzung und einer Verbesserung der Beleihungsunterlagen wird eine Bodenschätzung für die landwirtschaftlich nutzbaren Flächen des Reichsgebiets durchgeführt." Das Gesetz geht also über die steuerliche Wertermittlung des Bodens hinaus und soll das Fundament für eine planvolle Bodennutzung sein. Infolgedessen kann das Bodenschätzungsgesetz durchaus als Parallele des Lagerstättengesetzes gewertet werden.

Der § 2 besagt:

„Die Bodenschätzung umfaßt:

1. Die genaue Kennzeichnung des Bodens nach seiner Beschaffenheit (Bestandsaufnahme). Die Bestandsaufnahme wird kartenmäßig festgehalten.
2. Die Feststellung der Ertragsfähigkeit. Bei der Feststellung der Ertragsfähigkeit sind lediglich die Ertragsunterschiede zu berücksichtigen, die auf die natürlichen Ertragsbedingungen (Bodenbeschaffenheit, Geländegestaltung und klimatische Verhältnisse) zurückzuführen sind.

   Ertragsunterschiede, die auf wirtschaftliche Ertragsbedingungen (Zugehörigkeit der geschätzten Bodenflächen zu bestimmten Betrieben und Verkehrs- und Absatzverhältnisse der Betriebe) zurückzuführen sind, bleiben bei der Feststellung der Ertragsfähigkeit außer Betracht. Sie werden erst bei der Feststellung des Einheitswerts der Betriebe nach den Vorschriften des Reichsbewertungsgesetzes berücksichtigt."

Wichtig hieran ist, daß das Gesetz eine kartenmäßige Darstellung der Bestandsaufnahme vorsieht. Da die Grundkarte des Deutschen Reiches 1:5000 noch fehlt, kann die Bodenschätzung zunächst nur unter Benutzung von Katasterkarten durchgeführt werden. Die Bodenschätzung selbst ist die Aufgabe sogenannter Schätzungsausschüsse, die vom Präsidenten des Landesfinanzamtes im Benehmen mit dem zuständigen Landesbauernführer für jeden Finanzamtsbezirk berufen werden und aus einem amtlichen und zwei ehrenamtlichen Schätzern bestehen. Im kommenden Jahre werden etwa 650 Schätzungsausschüsse tätig sein.

Das Verfahren sei kurz erläutert:

Alle landwirtschaftlich genutzten Flächen werden durch Aufgrabungen und Bohrungen in einem Abstand von etwa 50 m erkundet und an Hand des

sogenannten Schätzungsrahmens wertmäßig beurteilt. Dem Schätzungsrahmen für das Ackerland liegt eine dreiteilige Gliederung nach Bodenart, Entstehung und Zustandsstufe, dem Grünlandschätzungsrahmen eine vierteilige nach Bodenart, Stufe, Klima und Wasserverhältnissen zugrunde.

Die Schätzungsergebnisse werden zunächst kartographisch in der sogenannten Schätzungsreinkarte festgelegt, die Einmessung und Einzeichnung der Grenzen erfolgt durch den Landmesser. Daneben wird ein sogenanntes Schätzungsbuch geführt, das alle ermittelten Merkmale genau verzeichnet.

Den Abschluß des Schätzungsverfahrens bildet die Herstellung der Bodenkarte, die nach einem für das ganze Reich einheitlichen Musterblatt angefertigt wird.

Berlin, den 7. Februar 1936

9. W. Schlacht:

Über bodenkundliche Spezialkartierung

Es wird über drei Gruppen spezieller Bodenkartierungen i. d. M. 1:2500 bis 1:25 000 berichtet, die im Bodenkundlichen Institut bearbeitet werden. Den Kartierungen sind bestimmte praktische Zielsetzungen gegeben, ihrem Inhalt nach sind sie als Kartierungsgutachten anzusprechen.

1. Bodenkartierungen i. M. 1:10 000 und 1:25 000 für die praktische Landesplanung. Die Kartierungen werden von der Landesplanung als Unterlagen benötigt für:

a) Die Raumordnung in Wohnsiedlungsgebieten,

b) Planungen, die die Auflockerung der Großstadtgebiete und der Industriezentren bezwecken.

Die Landesplanung steht dabei ständig vor der Aufgabe, Böden von bestimmter Nutzung für eine grundsätzlich neue Nutzung planungsmäßig festzulegen, für die ihr die örtlichen Erfahrungen fehlen.

Die bodenkundlichen und sonstigen Feststellungen werden in der „Eignungskarte für die pflanzenbauliche Nutzung und die Nutzung als Baugrund" ausgewertet.

2) Bodenkartierungen in Moorgebieten zwecks Kultivierung und Neubauernsiedlung.

Große Planungen werden bereits in den wenig kultivierten Mooren durchgeführt ohne genaue bodenkundliche Flächenkenntnisse. An einem Kartierungsbeispiel wird gezeigt, daß der gewählte Standort der Bauernsiedlungen, sowohl baugrundmäßig wie pflanzenbaulich-betriebswirtschaftlich in dem hierfür am wenigsten geeigneten Geländeabschnitt ausgesucht ist. Die Fortsetzung der Bodenkartierung vor Festlegung der Siedlungsplanung erscheint notwendig und ist volkswirtschaftlich bedeutungsvoll, da die kultivierungswürdigen Moorflächen nach der Statistik 4000 bis 40 000 km² umfassen.

3. Die Heimstättenkartierung. Die Planung von Kleingartensiedlungen (Heimstätten) bezweckt den Lageplan so zu gestalten, daß den Siedlern eine gesunde Wohnung und ein ertragsreicher Garten zugewiesen wird. Durch bodenkundliche Kartierungsgutachten, meist i. M. 1:2500 und 1:5000 durchgeführt, ist demnach die Eignung für gartenbauliche Nutzung und für kleine Hausbauten unter Berücksichtigung geringer Aufbaukosten nachzuweisen. An Kartierungsbeispielen wird der erhebliche Einfluß der Bodenkartierung auf die Lageplangestaltung der Heimstätte erläutert.

Berlin, den 7. Februar 1936

10. O. Barsch:

Übersicht über die geophysikalische Reichsaufnahme

Die geophysikalische Reichsaufnahme ist durch Erlaß des Reichswirtschaftsministeriums vom 25. Juli 1934 angeordnet. Mit der Ausführung der Untersuchungen ist die Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme betraut, deren Geschäftsführung in den Händen der Preußischen Geologischen Landesanstalt liegt.

Die Mittel für die kostspieligen Untersuchungen werden zum größten Teil vom Reichswirtschaftsministerium im Rahmen von Sonderfonds getragen, zum kleinen Teil von der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Hauptzweck der Reichsaufnahme ist die Erforschung des Schichtenaufbaues im tieferen Untergrund, vorzugsweise zur Schaffung von Unterlagen für die Erdölerschließung. Die Untersuchungen werden deshalb auch vorerst hauptsächlich in Gegenden ausgeführt, die im Interessengebiet des Reichserdölprogramms liegen.

Bei der Aufstellung des Arbeitsplanes ist als Richtschnur der Gedanke verfolgt worden, daß ähnlich wie bei geologischen Kartierungen zuerst die Großtektonik festgestellt werden muß; die spezielleren Untersuchungen sind dann nur in den erdölgeologisch interessierenden Gegenden zur Erfassung der Spezialtektonik auszuführen. Ein solcher Arbeitsgang ergibt eine schnellere Übersicht über die großen erdölhöffigen Gebiete und ermöglicht eine wirtschaftlichere Arbeitsweise bei den Spezialvermessungen.

Auf diese Weise ist das Gebiet zwischen Weser und Elbe, von Hannover im Süden bis Hamburg im Norden — und außerdem Schleswig-Holstein zum größten Teil — durch Pendel und statische Schweremesser großregional fertig vermessen. Eine große Anzahl von Spezialuntersuchungen mit der seismischen und der Drehwaagenmethode haben die Randzonen der gefundenen Massive näher geklärt. Neben dem Auffinden von 35 neuen erdölhöffigen Strukturen ist durch die systematischen Untersuchungen wahrscheinlich gemacht worden, daß die heute schon bekannten erdölführenden Salzpfeiler hart an größeren Schwereunstetigkeiten liegen, wahrscheinlich an Verwerfungen, die gleichzeitig die Veranlassung zur Bildung der Salzpfeiler gewesen sind und die die Migration des Erdöls aus der Tiefe in die höher gelegenen Salzmantelgesteine veranlaßt haben.

Da diese Beobachtung für alle bekannten erdölführenden Salzpfeiler zutrifft, kann man die Arbeitshypothese aufstellen, daß diejenigen Salzpfeiler in besonderem Maße als erdölhöffig zu gelten haben, die an eine größere regionale Schwereunstetigkeit gebunden sind. Für das Ansetzen von Erdölbohrungen ist damit ein Anhaltspunkt von großer Bedeutung gewonnen.

Die weiteren Untersuchungen werden sich in der Hauptsache auf Mecklenburg, Pommern und auf die Vervollständigung der Aufnahme des Hannoverschen Gebietes erstrecken; sie sollen aber auch das Oberrheintal umfassen und wenn möglich auch auf der bayerischen Hochebene angesetzt werden, sofern die Mittel hierzu ausreichen.

Berlin, den 28. Februar 1936

11. W. Haack:

Über die Arbeiten des Instituts für Erdölgeologie an der Preußischen Geologischen Landesanstalt und den Stand des Erdölproblems in Deutschland

Nachdem die Reichsregierung im Winter 1933/1934 ein Erdölbohrprogramm beschlossen hatte, wurde an der Preußischen Geologischen Landesanstalt im Februar 1934 das Institut für Erdölgeologie (Prof. Bentz, Dr. Kühne) und am 1. Mai desselben Jahres die Zweigstelle Hannover (Prof. Haack, Dr. Riedel, Dr. Schott) eingerichtet. Es folgte bald die Untersuchungsstelle für Mikropaläontologie in Berlin (Prof. Potonié, Dr. Wicher, Dr. Staesche). Außerdem wirken für Thüringen Herr Dr. Deubel von der dortigen Geologischen Landesuntersuchung mit und für Baden Herr Dr. Hasemann von der Badischen Geologischen Landesanstalt.

Die Art der Arbeiten des Instituts und seiner Zweigstelle Hannover ergibt sich aus folgendem Verlauf einer Erdölbohrung: geologische Stellungnahme zu Konzessionsanträgen, geologische Stellungnahme zu Anträgen auf Reichsdarlehn, Festsetzung der Bohrpunkte, Aufstellung von Kernprogrammen, wöchentliche Berichte der Zweigstelle bzw. der außerpreußischen mitwirkenden Staatsgeologen an die Zentrale in Berlin, ständige Befahrung der Bohrungen und Untersuchung der Proben, Fossilbestimmung, Prüfung unter der Quarzlampe, Untersuchung auf Mikrofauna (recht häufig und mit großem Erfolge benutzt), Besprechungen mit den Erdölfirmen, Aufstellung der Einstellungsprotokolle, Bearbeitung der Schichtenverzeichnisse, Zeichnen der zugehörigen Profile und Absendung der aufzubewahrenden Proben nach Berlin. Monatlich wird über den Stand der Erdölbohrungen mit Reichsdarlehn an den Herrn Reichs- und Preußischen Wirtschaftsminister berichtet, vierteljährlich über den Stand des deutschen Erdölbergbaues überhaupt.

In jedem Monat finden in der Zweigstelle Hannover die gut besuchten Austauschsitzungen über die Reichsdarlehns-Bohrungen und solche Privat-Bohrungen statt, welche kraft gewisser Vereinbarungen mit Erdölfirmen zum Austausch freigegeben sind.

Eine enge Zusammenarbeit besteht mit der im August 1934 gegründeten Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme (Prof. Barsch). Eine Sonderaufnahme wurde durch Schaffung von Strukturkarten für das Gebiet der thüringischen Antiklinalen ausgeführt.

In der im Jahre 1935 gegenüber der ersten Nachkriegszeit ganz erheblich gestiegenen Erdölproduktion drückt sich u. a. bereits die Auffindung neuer Erdölfelder mit aus. Die Funde bei Bruchsal in Baden lassen die Höffigkeit des Oberrheintales sowohl nach Süden wie nach Norden hin erheblich gebessert erscheinen. In Bayern besteht Erdölhöffigkeit im Tertiärgebiet zwischen der Donau und den Alpen. In Thüringen sind zwar bisher keine größeren Ergebnisse erzielt worden, doch bestehen noch gewisse Aussichten in einigen der dortigen Triassättel. Die größte Höffigkeit besitzen nach wie vor in Nordwestdeutschland Hannover, Braunschweig, Westfalen und Schleswig-Holstein.

Das Verhältnis der fündigen zu den nicht fündigen Bohrungen ist, z. B. gegenüber amerikanischen Ergebnissen, als recht günstig zu bezeichnen.

Berlin, den 28. Februar 1936

12. W. Kegel:

Die Ziele der Gemeinschaftsarbeit im Bayerischen Wald

Seitdem die Gümbel'schen geologischen Übersichtskarten des Fichtelgebirges, des Oberpfälzer und Bayrischen Waldes erschienen sind, hat aus Mangel an geeigneten Kartenunterlagen eine neuere geologische Bearbeitung dieses Gebietes nicht stattgefunden. Erst in der Nachkriegszeit ist mit der Herausgabe von Meßtischblättern im Maßstab 1:25 000 begonnen worden. Als erstes geologisches Blatt liegt die Aufnahme von Wunsiedel vor (bearbeitet von A. Wurm). Inzwischen ist die Herausgabe weiterer Meßtischblätter fortgeschritten. Es tauchte daher der Gedanke auf, auf der Grundlage dieser Topographie eine Neubearbeitung in Angriff zu nehmen.

Bei dem großen Umfang des zu bearbeitenden Gebietes werden die Aufnahmen nur in einzelnen wichtigen Teilgebieten als Spezialkartierung durchgeführt, im übrigen sollen sie die Schaffung einer Übersichtskarte zum Ziel haben. Hierbei wird besonderer Wert auf die Darstellung der Lagerstätten gelegt. Neben dem Ziel der Übersichtskarte steht daher die Schaffung einer Lagerstättenkarte als Hauptaufgabe. Dabei sollen Lagerstätten aller Art, insbesondere auch Rohstoffe für die Industrie der Steine und Erden Berücksichtigung finden.

Im Jahre 1935 sind zwei Arbeitsgebiete in Angriff genommen worden: Einmal das südliche Fichtelgebirge und anschließende Teile des Oberpfälzer Waldes und dann das Kerngebiet des Bayrischen Waldes nordöstlich des Pfahles zwischen Chamer Bucht und der Gegend von Eisenstein und Zwiesel.

In diesen Arbeitsgebieten drängt eine Fülle von Fragen nach Beantwortung: Die Eingliederung der metamorphen Gesteinsserien in das stratigraphische Schema, die Enthüllung der regionalen Zusammenhänge des geologischen Baues, die Untersuchung der zahlreichen Lagerstätten aller Art und nicht zuletzt morphologische Fragen harren der Lösung.

Die Arbeiten werden von der Preußischen und der Bayerischen Geologischen Landesanstalt als Gemeinschaftsarbeit durchgeführt. Da die Kräfte, die beide Anstalten für diese Aufgabe freimachen können, nur einen langsamen Fortschritt zulassen, sind zur Beschleunigung freiwillige Mitarbeiter zur Teilnahme berufen worden.

Berlin, den 12. März 1936.

13. H.-L. Heck:

Tektonische Senkungen Nordfrieslands und dennoch Landgewinnung?

In einem Lichtbildervortrag wurden die Erscheinungen der neuzeitlichen Küstensenkung in Nordfriesland, ihre Ursachen und ihr voraussichtlicher Fortgang dargelegt[1]).

1. Tatsächliches und Theorie

a) Die neuzeitlichen Senkungserscheinungen sind außer im Jadegebiet in besonderem Maße nur noch im weiteren Halligenbereich bekannt. Hier liegen selbst Siedlungsreste von 1362 bis zu 2½ m unter Mittelhochwasser.

b) Eine im alten Schrifttum angeführte Insel „Abalus" braucht heute nicht mehr als Helgoland gedeutet zu werden, weil in Eiderstedt wahrscheinlich Felsklippen noch im Jungalluvium über Seespiegel emporragten.

c) Für die Senkungsbeträge, die bis zu 34 cm im Jahrhundert errechnet worden sind, spielen Setzungen (Sackungen) des weichen Bodens nur untergeordnet eine Rolle. Der nachgewiesene Tidehub in den letzten Jahrzehnten ist eine ebenso richtige Feststellung wie die nach Norden zunehmende Hebung des Binnenlandes.

d) Die Ursache der Senkungserscheinungen kann nur im Untergrund liegen, wenn es sich um wirkliche Senkungen handelt.

2. Stratigraphie und Arbeitsweise

a) In Eiderstedt lagern alte Gesteine nahe im Untergrund. Nach Helgoland zieht sich eine untermeerische Barre. Eine erzgebirgisch streichende tektonische Linie Helgoland — Husumer Massiv (Rott) hat Sonderbewegungen, die bis heute wirken.

b) Zahlreiche Bohrungen, die das Junginterglazial erschlossen haben, wurden untersucht. Brockmann bearbeitete die Diatomeen; Verf. hat die Fauna, Bodenarten und Pollenflora bestimmt.

c) Die voneinander unabhängig ausgeführten Untersuchungen hatten stratigraphisch-biologisch gleichartige Ergebnisse. Zeitlich gleiche Ablagerungen gestatten Synchronisierung über die Fazies hinweg.

---

[1]) s. H.-L. Heck: Helgoland, Gebirge unter der Marsch und sinkende Küsten. — Forsch. u. Fortschr. 1936. — Die nordfriesische Küstensenkung als Folge diluvialer Tektonik. — Dieses Jb., 1936. — Küstensenkungen und Erdgeschichte Nordfrieslands. — Nordfries. Ver., Husum 1936. — Art und Auswirkung quartärer westperibaltischer Tektonik. — (Im Druck.) Berlin 1936.

3. Tektonik seit dem Pliozän

a) Das Pliozän bildet infolge seiner ursprünglich gleichen Niveaubeständigkeit den Ausgangspunkt für die Feststellung von Bodenbewegungen. Intraoberpliozäne Bruchtektonik hat bei Tönning und im weiteren Halligengebiet gewirkt.

b) Die verschiedensten Ablagerungen des Altglazials liegen in einer besonders ausgeprägten tieferen Rinne rheinischer Richtung. Abwärtsbewegungen sind für das Altglazial sehr wahrscheinlich.

c) Der junginterglaziale Meereseinbruch ist auf Nordfriesland und die Eiderniederung beschränkt geblieben. In den Zeitphasen äußert sich eine von Eiderstedt nach Norden ausgehende Hebung. Deutlich wird bei umschlagender Transgressionsrichtung zum ersten Mal die Tide an unseren Küsten. Das im Interglazial eingetretene Absinken der einzelnen zeitlich gleichen Sedimente bis zu 31 m Höhenunterschied wurde vorsichtig mit 10,48 cm im Jahrhundert errechnet.

d) Die dem letzten Glazial entsprechenden Talsande sind ursprüngliche Terrassenbildungen gleichsinnigen Gefälles. Aus der Verbiegung der Kanten und aus ihrer Mächtigkeit resultieren Bodenbewegungen dieser Zeit bis zu 10 m Lagerungsverschiedenheit.

e) Der mit Ausnahme der allgemeinen und regionalen Litorinasenkung dauernden Heraushebung Eiderstedts steht eine unabänderlich abwärtige epirogene Spezialundation des Halligengebietes trotz des peribaltischen Gesamtaufstieges gegenüber.

f) Rezente Senkungsfelder fallen mit den älteren Senkungsgebieten nicht zufällig, sondern ursächlich bedingt zusammen.

4. Folgerungen und Forderungen für die Landgewinnung

a) Von jeher bevorzugte Hebungs- und Senkungsgebiete kann nur die Geologie aufzeigen, weil die Erklärung im Untergrund selbst liegt. Alle technischen Hilfsmittel erfordern bis zur zuverlässigen Verwendungsmöglichkeit ihrer Meßergebniss enoch Jahre.

b) Die Aufschlußbohrungen sind bis mindestens in den eiszeitlichen Talsand vorzutreiben, weil aus seiner Lagerung wichtige Folgerungen gezogen werden können.

c) Bis zur endgültigen Klärung der unter Bewegungen leidenden und durch die erdgeschichtliche Entwicklung zu Senkungen vorherbestimmten Gebiete gilt es, vornehmlich unter Kultur stehendes sinkendes Land zu schützen und gesteigerte Landgewinnung, wenn sie auf Jahrhunderte Bestand haben soll, nur in Ruhe- und Hebungsgebieten vorzunehmen.

In dieser Erkenntnis der Sachlage hat die Geologie nicht nur die Möglichkeit an sich, sondern auch über das Recht hinaus die Pflicht, an der Frage über die Zukunft neuen deutschen Bodens wegweisend mitzuwirken.

Berlin, den 23. April 1936

14. W. Wunstorf

Die wasserwirtschaftlichen Anlagen der Nord-Eifel

Im ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts sind in der Nord-Eifel, die in ihrem gesamten Umfang zum Flußgebiet der Rur gehört, die Urfttalsperre und die Dreilägerbach-Talsperre gebaut worden, von denen die erste mit einem Stauraum von 45 Millionen cbm dem Hochwasserschutz und der Stromerzeugung (Kraftwerk Heimbach), die zweite mit einem Stauinhalt von 4½ Millionen cbm der Wasserversorgung des Landkreises Aachen dient. Zu diesen Anlagen sind in den letzten Jahren drei neue getreten, die Kallsperre mit 2 Millionen cbm Stauraum als Erweiterung der Wasserversorgung für den Landkreis Aachen, und die beiden kleineren Sperren bei Obermaubach und Heimbach, die im Rurtal selber liegen und beide die Aufgabe von Ausgleichsweihern für die Wasserführung der Rur haben. Eine vierte Anlage ist die Rurtalsperre bei Schwammenauel, die noch im Bau ist und mit einem Stauraum von 100 Millionen cbm zu den großen Talsperren Deutschlands gehören wird. Sie soll dem Hochwasserschutz dienen und wird voraussichtlich auch für die Stromerzeugung herangezogen werden.

Die beiden Anlagen aus dem Anfang des Jahrhunderts sind Schwergewichtsmauern. Von den Neuanlagen sind die Kallsperre und die Sperre bei Obermaubach als Dämme gebaut worden, während die Heimbacher Sperre eine Betonmauer ist. Die Sperre von Schwammenauel wird wieder als Damm ausgeführt, dem in Hinsicht auf den großen Stauraum ganz beträchtliche Ausmaße zugrunde gelegt sind. Die Dammsohle ist in der Talrichtung rund 300 m breit, die Länge der Dammkrone wird nahezu 200 m betragen und die Höhe des Dammes über Felsuntergrund 57 m. Dabei ist die Möglichkeit der Erhöhung auf 75 m vorgesehen, was den Stauraum auf 200 Millionen cbm vergrößern würde.

Ein besonderes technisches Interesse hat die Bauart der Dämme. Das einfachste Profil hat die sich nur 6,50 m über Talsohle erhebende Anlage Obermaubach, die im wesentlichen aus Talschottern und Bruchsteinen aufgeschüttet ist und als Dichtungskörper eine schräg ansteigende Lehmschürze enthält. Der technisch wichtigste Teil der Anlage ist ein bewegliches Wehr, das auf eine bestimmte Abflußmenge eingestellt wird und dann selbsttätig den Abfluß reguliert. Mit ihm ist eine selbsttätige Hochwasserentlastung verbunden.

Der Damm der Kallsperre ist ein größeres Bauwerk von 38 m Höhe, bei dem der Dichtungskörper aus einem bis zur Krone durchgehenden Betonkern mit vorliegender Lehmschürze besteht und der Grundablaß in den Fels der Bauwerkssohle eingebaut ist. Die Kallsperre ist durch einen 6,24 km langen Stollen, der bei einem Querschnitt von 5,7 qm einen Durchfluß von 3 cbm/sek sichert, mit der Dreilägerbachsperre verbunden.

Bei dem im Bau befindlichen Damm bei Schwammenauel findet eine neuartige Bauweise Anwendung. Man hat bei ihm von einem durchgehenden Betonkern abgesehen und bewirkt die Abdichtung durch einen sich nur 12 m über Talsohle erhebenden Kernstumpf, in den der Kontrollgang eingebaut ist, und durch eine sich nach oben anschließende, aus waagerecht liegenden Bohlen zusammengesetzte, schrägliegende Spundwand, die infolge der Beweglichkeit in den Schlössern den durch Setzung im Damm auftretenden Bewegungen nachgibt. Vor dem Betonkern und der Spundwand wird als Ergänzung der Abdichtung noch ein in der Sohle 35 m, in der Krone 10 m starker Lehmkörper eingebaut.

Beim Bau der Sperre Schwammenauel hat von den ersten Planungsarbeiten an bei allen Fragen, die den Baugrund und das Schüttmaterial betreffen, die Geologische Landesanstalt mitgearbeitet. Dabei wurden umfassende Erfahrungen gesammelt, die ein weitergehendes Interesse beanspruchen.

Der Untergrund besteht im Bereich des Dammes aus Schiefern, sandigen Schiefern und zurücktretenden Grauwackebänken, Schichten, die zur Siegener Stufe des Unterdevons gehören und in der Talsohle von Kies und Auelehm in 4—5 m Stärke überlagert werden. Das Streichen der Gebirgsschichten ist rund 60° NO, die Damm-Axe verläuft ungefähr nordsüdlich. Wesentliche Gebirgsstörungen sind nicht vorhanden.

Bei dem Ausheben der Baugruben für den Betonkern, die bis zu 5 m in den Felsen einschneiden, zeigte es sich, daß das Gebirge, und zwar nicht allein die Grauwacke-Bänke, sondern auch die Schiefer und sandigen Schiefer, zum großen Teil klüftig und nicht dicht war. Es mußten deshalb Abdichtungsmaßnahmen ergriffen werden, die darin bestanden, daß von Bohrlöchern aus, die bis zu 10 m unter die Baugrubensohle hinabgehen, Zementbrüche in das Gestein eingepreßt wurde. Dadurch wurde eine dichte Mauer geschaffen, die, wenn wir den Betonkern einbeziehen, bis zu 15 m Tiefe in den Fels des Untergrundes hineinragt. Die Abdichtung erfolgte bei günstigem Gebirge von der Sohle der Baugrube aus vor dem Einbau des Kerns, bei weniger günstigem Gebirge durch in die Bohrlöcher eingebaute und durch den Betonkern geführte Rohre nach dem Einbau des Kerns. Außerdem wurden in die Felssohle noch Rohre eingesetzt, die zum Kontrollgang führen und der Beobachtung dienen und evtl. auch für spätere ergänzende Abdichtungsmaßnahmen Verwendung finden können.

Für die Beurteilung der Frage, ob durch die angewandten Maßnahmen eine genügende Abdichtung erfolgt ist, ist zu berücksichtigen, daß sich aus der Klüftigkeit keine durchgehende offene Verbindung ergibt. Sie hat vielmehr ein Netzwerk von unregelmäßigen, z. T. offenen, z. T. geschlossenen Klüften geschaffen, durch das das Wasser sich auf verschlungenen Wegen hindurchzwängen muß, wobei unbedingt der Überdruck des Wasserkörpers im Staubecken wesentlich herabgesetzt wird. Zu dieser Herabsetzung trägt nicht allein der vertikale Wasserweg, sondern auch der horizontale bei, denn der dem Betonkern vorlagernde Lehmkörper schließt den Wassereintritt in einer in der Richtung des Tals 35 m breiten Fläche aus. Schließlich liegt auf der Luftseite des Betonkerns ein mindestens 15 m hoher Grundwasserkörper, der einen wesentlichen Gegendruck erzeugt. Auf der Grundlage dieser Überlegungen ist die Annahme berechtigt, daß sich bei den getroffenen Maßnahmen eine wesentliche Unterläufigkeit des Dammes nicht einstellen wird.

Die Erfahrungen beim Bau der Sperre Schwammenauel zeigen, daß die geologische Mitarbeit bei der Ausführung derartiger Anlagen unbedingt erforderlich ist, da von ihr die Erzielung einer genügenden Sicherheit im wesentlichen abhängig ist. Sie weisen besonders aber auch darauf hin, daß die Voruntersuchung nicht eingehend genug erfolgen kann. Die Ausführung einiger Schurflöcher genügt dabei nicht, das Gebirge muß bis zu größerer Tiefe in der gesamten Dammlinie aufgeschlossen werden, damit die Planung des Bauwerkes von vorne herein auf einer gesicherten Grundlage erfolgen kann. Der mitarbeitende Geologe trägt ein hohes Maß von Verantwortung, seine Arbeit muß deshalb mit äußerster Gewissenhaftigkeit durchgeführt werden. Dabei empfiehlt es sich, daß während des Baues eine geologisch genügend geschulte Hilfskraft dauernd an Ort und Stelle ist, die einmal alle Aufschlüsse verfolgt und dann die Durchführung der evtl. erforderlichen Abdichtungsmaßnahmen überwacht.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin

für das Jahr

1935

Band 56

Schriftleitung: Bergrat Meisner

Heft 1

Wissenschaftlicher (Nichtamtlicher) Teil

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT BIBLIOTHEK BERLIN
POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1936

Seit dem 1. April 1935 sind folgende Veröffentlichungen erschienen:

1. Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000

RM

Lief. 296 Blatt Steinheim, Driburg, Altenbeken, Lichtenau je Bl. 5,00
„ 316 „ Solingen, Remscheid, Burscheid, Kürten, Lindlar . . . . . „ „ 5,00
„ 331 „ Wingeshausen, Berleburg, Battenberg . . . „ „ 5,00
„ 333 „ Lauban, Marklissa, Greifenberg . . . . . „ „ 5,00
„ 336 „ Hasbergen, Lengerich . . . . . „ „ 5,00
„ 345 „ Grimmen, Horst, Groß-Rakow, Griebenow „ „ 4,00

2. Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge

Heft 159 Andert: Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. III. Teil: Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien 20,00
„ 164 Guthörl: Die Arthropoden aus dem Karbon und Perm des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes 30,00
„ 165 Goller: Die Geologie des Gebietes von Weidenberg-Goldkronach 5,00
„ 166 Michael: Paläobotanische und kohlenpetrographische Studien in der nordwestdeutschen Wealdenformation 3,00
„ 167 Gothan: Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands . . 5,00
„ 168 Dahmer: Die Fauna der Obersten Siegener Schichten von der Unkelmühle bei Eitorf a. d. Sieg . . 2,50
„ 169 Franke: Die Foraminiferen des deutschen Lias . . . 5,00

3. Archiv für Lagerstättenforschung

Heft 61: Hoffmann und Mitarbeiter: Die Braunkohlenvorräte des Deutschen Reiches 5,00

4. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands

Neue Auflagen der Blätter Frankfurt/O., Lübben mit Dresden, Guben, Görlitz . . je Bl. 4,00

5. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt

für das Jahr 1934 30,00

6. Beiträge zur physikal. Erforschung der Erdrinde

Heft 7 Siemens: Erdmagnetische Untersuchung der Elbtalzone zwischen Torgau und Dresden 2,00
„ 8 Gibsone: Vertikalmagnetische Messungen in der Umgebung von Hamburg, insbesondere über den Horsten von Stade, Lieth-Elmshorn, Segeberg und Lüneburg 2,00

7. Mitteilungen aus den Laboratorien der Preuß. Geolog. Landesanstalt

Heft 21 Loebe, Köhler & Abel: Vergleichende Untersuchungen über die Tonbestimmungen in Böden
Hellmers & Köhler: Die Bestimmung von Tonerde- und Kieselsäuregel im Boden auf optischem Wege 1,50

8. Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Freren 1,50

9. Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000

Blätter Hirschberg, Schweidnitz, Frankfurt a. M. und Marburg je 5,00

10. Geologische Literatur Deutschlands,

A. für das Jahr 1932 8,00
für das Jahr 1933 8,00

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin

für das Jahr

1935

Band 56

Schriftleitung: Bergrat Meisner

Heft 2

Amtlicher Teil

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK

B E R L I N

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1 9 3 6

25/1

Seit dem 1. April 1935 sind folgende Veröffentlichungen erschienen:

1. Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25000 RM

Lief. 296 Blatt Steinheim, Driburg, Altenbeken, Lichtenau je Bl. 5,00
„ 316 „ Solingen, Remscheid, Burscheid, Kürten, Lindlar . . . . . „ „ 5,00
„ 331 „ Wingeshausen, Berleburg, Battenberg . . . „ „ 5,00
„ 333 „ Lauban, Marklissa, Greifenberg . . . . . „ „ 5,00
„ 336 „ Hasbergen, Lengerich . . . . . „ „ 5,00
„ 345 „ Grimmen, Horst, Groß-Rakow, Griebenow „ „ 4,00

2. Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge

Heft 159 Andert: Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. III. Teil: Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien 20,00
„ 164 Guthörl: Die Arthropoden aus dem Karbon und Perm des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes 30,00
„ 165 Goller: Die Geologie des Gebietes von Weidenberg-Goldkronach 5,00
„ 166 Michael: Paläobotanische und kohlenpetrographische Studien in der nordwestdeutschen Wealdenformation 3,00
„ 167 Gothan: Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands . . 5,00
„ 168 Dahmer: Die Fauna der Obersten Siegener Schichten von der Unkelmühle bei Eitorf a. d. Sieg . . 2,50
„ 169 Franke: Die Foraminiferen des deutschen Lias . . . 5,00

3. Archiv für Lagerstättenforschung

Heft 61: Hoffmann und Mitarbeiter: Die Braunkohlenvorräte des Deutschen Reiches 5,00

4. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands

Neue Auflagen der Blätter Frankfurt/O., Lübben mit Dresden, Guben, Görlitz . . je Bl. 4,00

5. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt

für das Jahr 1934 30,00

6. Beiträge zur physikal. Erforschung der Erdrinde

Heft 7 Siemens: Erdmagnetische Untersuchung der Elbtalzone zwischen Torgau und Dresden 2,00
„ 8 Gibsone: Vertikalmagnetische Messungen in der Umgebung von Hamburg, insbesondere über den Horsten von Stade, Lieth-Elmshorn, Segeberg und Lüneburg 2,00

7. Mitteilungen aus den Laboratorien der Preuß. Geolog. Landesanstalt

Heft 21 Loebe, Köhler & Abel: Vergleichende Untersuchungen über die Tonbestimmungen in Böden
Hellmers & Köhler: Die Bestimmung von Tonerde- und Kieselsäuregel im Boden auf optischem Wege 1,50

8. Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Freren 1,50

9. Geologische Übersichtskarte 1 : 200000

Blätter Hirschberg, Schweidnitz, Frankfurt a. M. und Marburg je 5,00

10. Geologische Literatur Deutschlands,

A. für das Jahr 1932 8,00
für das Jahr 1933 8,00

220

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

E 19 5 1938.

