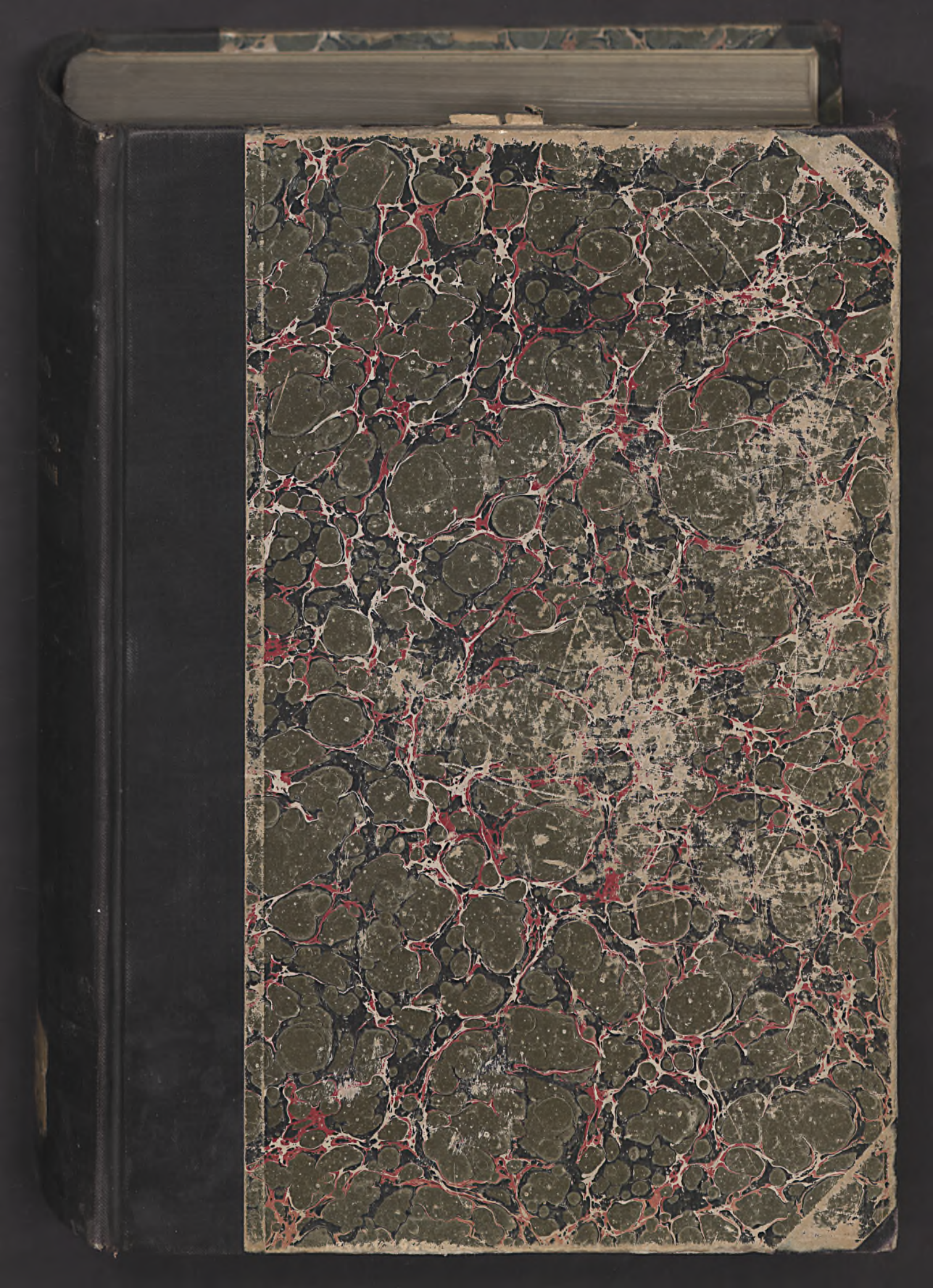


Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

45

1924

29 Taf.

Do 1588 (N) 4°

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1924

Band XLV

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

BIBLIOTHEK

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N 4, Invalidenstraße 44

1925

1926 H87

24/6

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1924

Band XLV

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

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

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

7

Berlin

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

1925

Inhalt

Seite

A. Leppla (†): **Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz.** Hierzu Tafel 1 mit 4 Profilen und 1 Textfigur . . . . . 1— 88
P. Woldstedt: **Die Störungszone des oberen Allertals.** Hierzu Tafel 2 89— 97
H. Jahns: **„Äußere" Gangmetasomatose und Genesis der Thüringer Manganerzgänge.** Hierzu Tafel 3 . . . . . 98—118
A. Bentz: **Die Garantienschichten von Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung des Brauneisenoolithhorizontes von Harzburg.** Hierzu Tafel 4—9 . . . . . 119—193
A. Leppla (†): **Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Soonwaldes** 194—196
C. Gagel: **Beobachtungen über Eocän und Endmoränen in der Prignitz** 197—199
W. Schriel: **Transgressionen und Gebirgsbildungen im älteren Palaeozoicum des südlichen Mittelharzes.** Mit 12 Textfiguren . . . . 200—248
F. Dahlgrün: **Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiete des Harzes.** Mit 5 Textfiguren . . . . . 249—281
E. Naumann: **Beitrag zur Kenntnis der Trias von Helgoland** . . . . 282—286
W. Kegel: **Das Untercarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet.** Mit 3 Abbildungen . . . . . 287—306
E. Naumann: **Das Muschelkalk-Keuperprofil am Bahnhof Sandersleben** 307—311
C. Gagel: **Einige Bemerkungen über den roten, ostpreußischen Deckton** 312—316
K. v. Bülow: **Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern.** Mit 7 Textfiguren . . . . . 317—344
P. Range: **Zur Geologie von Nord-Hannover.** Mit 1 Figur . . . . . 345—355
O. Burre: **Zur Geologie der Gegend von Oberlahr und Peterslahr im Westerwalde.** Mit 2 Textfiguren . . . . . 356—366
J. Spriestersbach: **Die Oberkobleznschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes.** Hierzu Tafel 10—17 und 1 Textfigur . . . . . 367—450
O. M. Reis und F. Heim: **Über Kieselsäureseptarien und -Geoden (Lithophysen) in Verbindung mit Eruptivgesteinen.** Hierzu Tafel 18 . 451—488
H. Schmidt: **Die carbonischen Goniatiten Deutschlands.** Hierzu Tafel 19—26 und 3 Textfiguren . . . . . 489—609
R. Potonié: **Über die Fauna norddeutscher Obersenongeschiebe, insbesondere des Cerithiumkalks.** Hierzu Tafel 27 . . . . . 610—624
W. Rettschlag: **Bemerkungen über Cerithiumkalk-Geschiebe** . . . . 625—626
P. G. Krause: **Über einen Fund von Elephas antiquus Falc. aus der Neumark.** Hierzu Tafel 28 . . . . . 627—632
E. Kraus: **Die Quartärtektonik Ostpreußens.** Mit 4 Figuren . . . . . 633—723
H. Klähn: **Die Bedeutung geochemischer Vorgänge für die Bildung vadosider Süßwasserkalke.** Mit 16 Diagrammen und 4 Profilen . . . 724—834
J. Böhm: **Über die Gattungen Bembix de Kon. und Stelzneria Geinitz.** Mit 1 Textfigur . . . . . 835—838
J. Böhm: **Hyphoplites Laurenti nov. spec.** Ein Beitrag zur Familie *Hoplitidae* (H. Douv.) Spath. Mit 4 Textfiguren . . . . . 839—850
J. Andree: **Geologie der Umgegend von Brilon i. W.** Hierzu Tafel 29 und 3 Textfiguren . . . . . 851—886

Amtlicher Teil

Tätigkeitsbericht der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1924 . . . . . I–XXXVII
Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1925 . . . . . XXXVIII–LI
Personalbestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. März 1925 . . . . . LII–LX
August Leppla † . . . . . LXI–LXXIII
Sach- und Ortsregister . . . . . LXXIV–XCIII

1926.487

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz[1])

Von **A. Leppla** (†)

Hierzu Tafel 1 mit 4 Profilen und 1 Textfigur

Unterdevon

Es umfaßt den gesamten Kern oder Untergrund der Erdschichten im Blattbereich und ist in allen seinen Stufen, von den ältesten, die große Epoche einleitenden Bildungen vielleicht abgesehen, vertreten.

Ob auch noch vordevonische Ablagerungen an die Oberfläche reichen, kann aus der eben erwähnten Einschränkung heraus beantwortet werden. Beobachtet sind sie mit Sicherheit nicht; zu erwarten wären sie freilich in der breiten Ausdehnung des Gedinniens bei Hermeskeil. Im Süden des Gebietes, bei Düppenweiler (Kr. Saarlouis) treten am Nordwestfuß des Littermont jedoch nebeneinander phyllitische und glimmerige Gesteine, auch schwarze Quarzite zu Tag, die den devonischen Schichtenreihen fremd und gewissen cambrischen oder noch älteren Gesteinen sehr ähnlich sind. Das Vorkommen — auf der Spezialkarte Bl. Wahlen (jetzt Reimsbach) früher irrtümlich als Hunsrückschiefer bezeichnet — ragt in geringer Ausdehnung aus den umgebenden Schichten des Rotliegenden unvermittelt empor und gehört wohl der Verlängerung des unterirdisch in Lothringen (Alzingen bei Busendorf) durch Bohrungen nachgewiesenen Rückens von devonischen und vordevonischen Gesteinen an, der sich über Düppenweiler nach NO zu bis in unser Blattgebiet fortsetzt und sich in den begleitenden Störungen über Wadern und gegen Hermeskeil und Nonnweiler zu bemerkbar macht. Er scheidet unterirdisch den grabenartigen Einbruch des Ober-Rotliegenden und Buntsandsteins beiderseits der Linie Merzig-Losheim-Wadern, von dem noch zu reden sein wird. Vordevonische Gesteine einschließlich solcher der archäischen Reihen (Glimmerschiefer, Gneise, Granat- und Hornblendeschiefer, körnige Kalke usw.) fehlen im tieferen Untergrund des Unterdevons höchstwahrscheinlich nicht. Das beweisen die durch die eingepreßten Eruptivgesteine des Rotliegenden im Nahegebiet und die Basalte usw. des

[1]) Aus dem Leppla'schen Nachlaß druckfertig gemacht von K. Schlossmacher. — Die Darstellung erstreckt sich im wesentlichen auf das Gebiet des Blattes Trier-Mettendorf 1:200000, auf das sich auch die angewandten Symbole beziehen.

Neuwieder Beckens und der Eifel an die Oberfläche gebrachten Einschlüsse aus den ältesten Gesteinsreihen. Das beweisen auch die am Südfuß des Hunsrücks und Taunus aus der Sohle des Unterdevons emportauchenden vordevonischen Schiefer, Gneise usw.

In ihrer Gesamtheit werden die unterdevonischen Ablagerungen als solche des Meeres angesehen, und zwar die rein tonigen, an Brachiopoden sehr armen Hunsrückschiefer als solche der Tiefsee. Für die an Brachiopoden reicheren sandigeren Schichten des Gedinniens, Taunusquarzites, der Koblenzstufe wird man bei ihrem Absatz eine gewisse Küstennähe, eine Flachsee voraussetzen müssen, erst recht für die rein sandigen und konglomeratischen Gesteine.

Bunte Schiefer (tb)

Da die vordevonischen Schichten hier unbekannt sind, fällt auch die Wahrscheinlichkeit aus, die nach deren Aufwölbung als Beginn des Unterdevons zu erwartenden, über das Vordevon greifenden Konglomerate und Sandsteine im Blattgebiet anzutreffen, wie sie in den Ardennen (Konglomerat von Fepin) in auffälliger Weise die devonischen Ablagerungen einleiten und in deutlichen Spuren zwischen Soon und Taunus mehrorts beobachtet wurden. Erst die diesen Küstenbildungen in den Ardennen folgenden tonigen Ablagerungen — Schiefer von Oignies — sind im Hochwald vertreten.

Die Verbreitung des Bunten Schiefers ergibt sich aus der Karte. Indem das Unterdevon des Schwarzwaldes von der Saar aus nach NO zu sich staffelförmig an den Querstörungen emporhebt, nehmen die Bunten Schiefer an der Oberfläche immer breitere Flächen ein. Die große Querverwerfung Lorscheid-Abtei-Damflos-Zinsershütten hat die entgegengesetzte Wirkung: sie verwirft die Falten nach NO zu in die Tiefe. Indem die Faltenachsen sich anscheinend in dieser Richtung senken, verschwinden die Bunten Schiefer wieder.

Es sind violette, violettrote, rotbraune und graugrüne und blaugraue, meist dünnplattige bis dachschieferartig spaltende, selbst blätterige, auf den Spaltflächen glänzende, ebene Tonschiefer bis Phyllite von geringem Gehalt an Quarz. Die färbenden Minerale sind bei den violetten und roten Arten fein verteilte Blättchen von Roteisenerz, bei den grünen Magnesia- und Alkali-Silikate von chloritischer und glimmeriger (sericitischer) Natur. Übergänge zu Quarziten durch Aufnahme von Sand sind häufig, machen die Schiefer rauh, auch wohl flaserig, und führen grüne Glimmerblättchen auf den Schichtflächen. In der engeren Umgebung des Bahnhofes Hermeskeil erscheinen die Schiefer ungewöhnlich stark verquetscht und feingefaltet. Feine Fältelung macht sich öfters als scharfe Rippung auf den Schichtflächen kenntlich.

Zwischengeschaltet sind den Tonschiefern sandige Schichten als Quarzite von hellgrün-lichtgrauer Farbe, sehr feinem Korn und meist reich an einzelnen grünen Glimmerschüppchen (Sericit), die die Eigenfarbe des Gesteins bedingen. Die Quarzite sind plattig bis bankig, im allgemeinen weniger fest als die Taunusquarzite. Immerhin machen sie sich bei der Abtragung als Rücken im Gelände geltend.

Konglomeratische Schichten, wie sie im Taunus und im Rheintal bekannt sind, fehlen auch hier nicht. In einem Steinbruch links am Weg von Bierfeld nach Gusenburg, rund 1,5 km von ersterem entfernt, habe ich in den mit 80° nach NW einfallenden grüngrauen Schiefern neben Quarziten konglomeratische Schichten beobachtet, die aus kleinen groben Quarzkörnern, einem tonschiefrigen Bindemittel und sehr vielen großen Schieferstücken und Fasern bestehen. Ihre Mächtigkeit überschreitet selten 10 m, bleibt sogar meist unter 5 m. Dieser Umstand verbot ihre Eintragung in die Übersichtskarte. Versteinerungen sind bisher in diesen Schichten nicht bekannt geworden.

Bei der Verwitterung entstehen kalireiche, lockere, kalkarme Böden von graubräunlicher Farbe und als Endergebnis stark tonige Böden. Eine nennenswerte technische Verwendung finden die Gesteine nicht. Da und dort werden sie in Ermangelung besserer zu rauhem Mauerwerk verwandt.

Gute Aufschlüsse bieten die Eisenbahn- und Weg-Anschnitte in den Quertälern der Prims, des Löster und Wadrill im Bereich der Spezialkarte Hermeskeil, wobei auf die hier vertretenen Abänderungen aufmerksam zu machen ist. Die Arbeiten des Herrn J. Gosselet in den Ardennen haben die Zugehörigkeit der Bunten Schiefer zum Unterdevon, und zwar zum Gedinnien, bewiesen.

Hermeskeiler Sandsteine (Glimmer-Sandstein, Hermeskeilschichten) (th)

In der normalen Reihenfolge schieben sich diese Sandsteine zwischen die Bunten Schiefer und die Taunusquarzite ein, wie die Karte ergibt. Ihre Verbreitung hält sich mehr an diejenige der ersteren.

Durch Roteisenerz rot gefärbte, oft auch gelbe, ursprünglich graue, meist mit einzelnen Glimmerblättchen (Sericit) durchsetzte Sandsteine machen die Schichtenreihe hauptsächlich aus. Im Gefüge der Sandsteine gibt sich durch das gröbere Korn und die feinschuppige, feinschiefrige Anordnung der Glimmerblättchen, von der Farbe abgesehen, meist eine Abweichung vom Taunusquarzit kund. Feldspat konnte unter den Sandkörnern nur äußerst selten nachgewiesen werden. Von Glimmern scheinen Kali-, Magnesiaglimmer und Sericit vorhanden zu sein; auch Chlorit scheint nicht zu fehlen.

Tritt der Glimmer im Sandstein zurück, dann verschwindet das feinschiefrige Gefüge, massiges tritt an seine Stelle, die Sandsteine werden rein quarzitisch, und die Unterscheidung von Taunusquarzit kann im Stück schwierig werden.

Öfters, d. h. wenn Aufschlüsse, Steinbrüche vorhanden sind, sieht man den Sandsteinen grünlichgraue, graue, glattflächige, sandige und glimmerführende Tonschiefer eingelagert. Bestimmbare Versteinerungen wurden nicht bekannt, muschelartige Reste sind in einem Wasserriß bei Steinberg und in einem Steinbruch am Weg von Wadrill nach Sanscheid gefunden worden.

Die Mächtigkeit der Sandsteine ist ungewiß, man wird sie nicht viel über 100 m annehmen dürfen.

Bei der Verwitterung zerfallen sie leichter als die Taunusquarzite, werden rundkantig, rot, gelb und schließlich sandartig. Da sie dem Zerfall nicht so lange widerstehen wie Taunusquarzite, bleiben ihre Oberflächenformen flacher oder weniger geneigt. Die Verwendung erstreckt sich auf rauhes Mauerwerk, Kleinschlag für Straßen und Eisenbahnoberbau. Steinbrüche, Wegeanschnitte usw. bei Nonnweiler, Hermeskeil, Wadrill, auch im Preinstal bei Damflos und neuerdings in der Nähe der Eisenbahn bei Morscheid geben Aufschlüsse über die Schichten.

Taunusquarzit (tq)

Die scharfen Grate, Klippen oder mit steiler Böschung sich über das umliegende flache Gelände erhebenden langen Rücken des Schwarz-, Hoch- und Idarwaldes werden vom Taunusquarzit aufgebaut. Nur selten hat die rückschreitende Talvertiefung es vermocht, das sehr großblockig zerfallende Gestein zu durchschneiden, zu durchnagen oder fortzubewegen. In kleinerem Maße geschah es am Idarbach (Katzenloch), in den Quellbächen der Thron, in großem Maße nur an der Saar zwischen Dreisbach-Mettlach-Saarhölzbach und Hamm, die schluchtigste, engste, wildeste und unwegsamste Strecke im ganzen Lauf des Flusses.

Die Quarzite sind weiß bis hellgrau, unverwittert auch wohl grau, meist sehr arm an Glimmer und Feldspat, sehr feinkörnig (0,2 mm im Mittel und sehr viel fester gebunden als die vorhergehenden Quarzite. Die Zerfallstücke behalten wegen ihrer großen Wetterbeständigkeit ihre scharfkantige Form sehr lange, sind plattig oder leistenförmig, auf den Kluftflächen oft mit Roteisenerz bedeckt. Mitunter häuft sich weißer Glimmer auf Schichtflächen an. Der Quarzit ist ein durch feinkörnigen Quarz gebundener Sandstein (Quarzsandstein), der mitunter noch im Querbruch sich schief schneidende Schichten (transversale Schichtung) erkennen läßt. Öfters enthält er schichtig verteilt Flasern, flachlinsenförmige Einschlüsse von grauem, schwarzem, mehr oder minder sandigem Tonschiefer. Im ganzen Gebiet, vornehmlich aber am Idar und den südlichen schmalen Zügen zu beiden Seiten der Traun und der oberen Idar (Wildenberg), weniger gegen die Saar zu, wird der Quarzit von vielen Adern, Trümern und Gängen von weißem Quarz meist streichend durchsetzt. Bindung und Festigkeit des Gesteines erscheinen damit erhöht, der Zerfall erschwert und die Absonderungsblöcke sehr viel größer und wetterbeständiger. Mit dieser nachträglichen Zufuhr von Quarz auf Klüften steht auch die Durchdringung des Gesteins mit feinen Sericitschüppchen im Zusammenhang. Auch dem Taunusquarzit sind sandige, glimmerige Tonschiefer in weißer oder grauer Farbe in dünnen Lagen nicht fremd.

Etwas abweichend von dem normalen Aussehen gestaltet sich der Quarzit am Saartal. Schon am Westende des Schwarzwaldes bei Greimerath, stärker noch gegen die Saar und bis zur Mosel (Sierck) zu nimmt er unter Beibehaltung seiner sonstigen Eigenschaften eine graugelbe oder graubraune Färbung in allen Schichten an. Die Aufschlüsse im Saartal zwischen Mettlach-Saarhölzbach und Taben zeigen das deut-

lich. Die abweichende Färbung muß auf nachträgliche Zufuhr von Brauneisenerz zurückgeführt werden, die aller Wahrscheinlichkeit nach mit Erzausscheidungen vor der Auflagerung des Buntsandsteins (Oberflächenbildung) zusammenhängt oder aus dem Buntsandstein selbst stammt. Vielleicht ist eine Umlagerung ursprünlich zugeführten Roteisenerzes in Brauneisenerz vor sich gegangen. Die Erscheinung dürfte kaum in große Tiefe reichen.

An Versteinerungen sind besonders aus der Nähe von Kirschweiler, Mörschied, Trauenweier, Abenteuer, Hombach usw.:

Homalonotus sp.
Cypricardella bicostata Krantz
» *subrectangularis* Kayser
Prosocoelus pes anseris Z. u. W.
Goniophora trapezoidalis Kayser
» *excavata* Kays.
Kochia capuliformis Koch
Avicula lamellosa Goldf.
Spirifer primaevus Stein.
» *micropterus* Goldf.
Rensselaeria crassicosta Koch
» *strigiceps* Koch
Orthis circularis Sow.
Strophomena laticosta Conr.

und endlich Crinoidenglieder und *Pleurodictyum* gefunden worden.

Bei der starken Faltung unterliegt die Feststellung der Mächtigkeit unüberwindlichen Schwierigkeiten. Nur soviel läßt sich sagen, daß es sich um mehrere hundert Meter handelt.

Die Natur des Quarzsandsteins, der noch oft durch weitere Zufuhr von Quarz besonders verkittet wurde, verleiht dem Taunusquarzit die höchste Wetterbeständigkeit unter allen Gesteinen. Nur reine derbe Quarzgänge mögen ihn hierin da und dort noch etwas überbieten. Die Folgen dieses Widerstandes sind nun großblockiger Zerfall, sehr steile Böschungen, felsige und klippige Oberflächenformen, Mangel an Verwitterungs- und Vegetationsboden, Unfruchtbarkeit und Schuttbildungen, auf die noch zurückzukommen sein wird. Nur an wenigen Stellen auf dem breiten Rücken des Idars und im weiteren Bereiche des Erbeskopfes tritt an ebenen Stellen wahrscheinlich unter Einwirkung von Vermoorungen und einer Lösung und Wegfuhr von Quarz ein sandiger Zerfall auf. Eine Folge der außerordentlichen Wetterbeständigkeit und des großblockigen Zerfalls sind die mächtigen Schuttmassen, von denen noch die Rede sein wird.

Die Verwendung der Taunusquarzite geht meist von der hohen Wetterbeständigkeit aus. Sie erstreckt sich auf rauhes Mauerwerk, Sockel-, Ufer-, Damm- und Brückenbauten, auf Herstellung von Kleinschlag für Straßen und Eisenbahnen. Der hohe Kieselsäuregehalt (96—98 %) befähigt manche Lagen zur Herstellung von feuerfesten Auskleidungen, zur Verwendung in der Porzellan- und Glaserzeugung usw.

Die Quertäler des Schwarz- und Hochwaldes, besonders der Idar (Katzenloch), der oberen Prims und Löster, vor allem aber der Saar, gestatten den besten Einblick in die Schichtenreihe.

Hunsrückschiefer (Wisperschiefer = tw)

Ungewöhnlich scharf schneidet der Taunusquarzit gegen die höheren und jüngeren Hunsrückschiefer ab. Der Gegensatz in den Gesteinen beider Stufen ist sehr groß, und eigentliche Übergänge zwischen ihnen sind im Blattbereich nicht bekannt. Ob nun alle Grenz-

linien der Karte als Schichtflächen zwischen den beiden Stufen aufzufassen sind oder auf Störungen beruhen, das zu entscheiden lassen die Aufschlüsse nicht zu, wenngleich sie an einigen Stellen (Katzenloch a. Idar, Langweiler, Hottenbacher Mühlen, Allenbach, Hambach und Rinzenberg u. a. O.) leidlich sind und wenige Meter neben Quarzit den Tonschiefer erkennen lassen. An der Saar bei Hamm erhält man den Eindruck, daß die flach nach SO geneigten Falten des Taunusquarzits mit steil nach SO geneigter Störungsfläche den entgegengesetzt einfallenden oder auf dem Kopf stehenden Hunsrückschiefern auflagern. Indes auch hier sind die entscheidenden Stellen der Grenzfläche entweder undeutlich oder mit Schuttmassen zugedeckt. Eine volle Sicherheit dafür, daß hier eine steil nach SO einfallende Aufschiebung des Quarzits auf die Schiefer vorliegt, kann nicht gewährt werden. So bleibt auch hier, wie an den weitaus meisten Stellen, wo die Grenze durch den Quarzitschutt zugedeckt ist, eine Unklarheit zurück.

In ermüdender Einförmigkeit baut sich die ganze Schichtenreihe aus Tonschiefern von großer Gleichmäßigkeit auf. Überall begegnet man den gleichen, schwarzen, dunkelgrauen, höchstens etwas grünlichgrauen, sandarmen, festen, dünnplattigen bis blätterigen Tonschiefern, die auf den Schiefer- und Schichtflächen einen leichten Seidenglanz tragen, im Querbruch dagegen ganz matt und stumpf aussehen. An der Oberfläche tritt auf den breiten Rücken eine Bleichung und Verwitterung (Oxydation) unter Ausscheidung von Brauneisen auf; man sieht hier hellgraue, weiße, gelbe und wohl rötliche Farben. Im Bereich der früheren und gegenwärtigen Überdeckung der Schiefer durch Rotliegendes und Buntsandstein, also längs des Randes gegen das Verbreitungsgebiet dieser letzten Ablagerungen, von der unteren Saar ab, am rechten Moselufer, über Trier und links der Mosel bis zum nördlichen Blattrand, sind die feinen Kluftflächen der Schiefer mit einer dünnen Haut von Rot-, auch wohl Brauneisenerz bedeckt und erscheinen daher äußerlich rötlich. Selten ist das Färbemittel in die im Innern noch grauen Tonschiefer eingedrungen. Der gefärbte Schieferstreifen besitzt mehrere Kilometer Breite. Diese nachträgliche Veränderung macht sich am Südrand gegen das Rotliegende kaum oder sehr wenig bemerkbar. Ich schließe daraus, daß dieses bei seiner Ablagerung ein sehr steiles Ufer von Tonschiefer vorfand, das an der Oberfläche frei von oxydischen Eisenerzen (lateritischen Bedeckungen?) war. Buntsandstein und Rotliegendes legen sich an der unteren Saar und an der Mosel auf flache, mehr wagerechte Abtragungsflächen des Schiefergebirges.

Die Tonschiefer lassen in ihrer Armut an Sandlagen nur selten die wahren Schichtflächen erkennen. In vielen Fällen ist die Breitseite der dünnspaltenden, meist dachschieferigen Gesteine die Druckschieferungsfläche. Das erschwert natürlich die Erkenntnis der Lagerung. Sind Schicht- und Schieferungsflächen gleichmäßig ausgebildet, dann entstehen scharfkantige, leisten-, stengel- und griffelförmige Absonderungsbrocken. Treten Quarzkörner zwischen der schuppigen,

einem Glimmer ähnlichen, feinen Tonschiefersubstanz auf, so werden die Schiefer rauher, oft wulstig, uneben und krummflächig; es zeigt sich alsdann oft Glimmer in dünnen Blättchen, und bei höherem Sandgehalt entstehen quarzitische Schiefer und Übergänge zu den glimmerigen Quarziten (Osburger Hochwald, Stronzbusch, Haardt usw.).

Ein geringer Gehalt an Carbonaten wie Kalkspat, Dolomit usw. ist feinverteilt in den meisten sandarmen Tonschiefern vorhanden. Sonst weisen die chemischen Analysen je nach dem geringeren oder größeren Sandgehalt 55—70 % Kieselsäure, 17—23 % Tonerde, 0,3—3,5 % Magnesia, 0,3—1,5 % Kalkerde, 5—8 % Eisenoxyde, 0,5—1,5 % Natron, 2—5 % Kali und 3—5 % Wasser neben geringen Mengen von Phosphor-, Kohlen- und Schwefelsäure auf. Diese entstammt dem Schwefelkies, der sich in kleinen Würfeln oder ihnen entsprechenden Hohlräumen verrät. Die Dachschiefer führen am wenigsten Quarz.

Der Quarzausscheidung im Taunusquarzit entspricht auch eine solche im Hunsrückschiefer. In seiner ganzen Erstreckung, also im Gebiet der Tron und des Trönchens wird der Schiefer von zahlreichen Adern, Trümern und Gängen von weißem Quarz (Milchquarz) durchzogen, fast ausnahmslos annähernd in der Richtung der Schiefer- und Schichtflächen, also streichend, seltener quer dazu. Die Längserstreckung wechselt zwischen einigen Zentimetern und mehreren Tausenden von Metern, ebenso schwankt die Mächtigkeit zwischen fingerdicken Adern und mehrere Meter dicken Gängen. Am Salband der Adern tritt meist ein sericitischer Glimmer als Neubildung auf, im Innern des meist derben oder grobkristallinen Quarzes mitunter etwas Eisenglanz, vereinzelt auch wohl Kupferkies und sogar Gold (Andel, Monzelfeld). Die Haupterstreckung entfällt in den Bereich des Thron- und Thrönchentales (Berglicht, Weiperath, Hunolstein usw.), die südöstlichen Schieferzüge gegen die Nahe zu sind fast frei von Quarz, die Hochfläche des Hunsrücks im NO sowie das Südwestende gegen die Saar zu ziemlich arm daran. Die großblockige Absonderung des Quarzes bewirkt in der festländischen Abtragung die Bildung von Felsen und Klippen als Schuttmassen. Die geringe Ausdehnung der Quarzgänge verbot ihre Übernahme in die Übersichtskarte. Am linken Hang des Kautenbaches, oberhalb Trarbach, durchsetzt ein Quarzgang quer den Hunsrückschiefer, weicht aber durch seine feinkristalline Beschaffenheit und Erzführung von dem derben Milchquarz erheblich ab. Dieser Quergang, auf dem ein mineralarmes Warmwasser von 34° C emporsteigt (Wildbad Wildstein), scheint jünger als die streichenden Quarzgänge zu sein, deren Entstehungszeit man wahrscheinlich noch in die Devonzeit, jedenfalls aber vor die Auffaltung der Schichten verlegen muß.

Die Hunsrückschiefer, ursprünglich eine tonige Tiefsee-Ablagerung, führen nur wenige Versteinerungen. Hierzu treten einige algenähnliche Reste.

An der Grenze gegen den Quarzit vom Jungenwald bei Weiden führt der Hunsrückschiefer die Leitform *Spirifer primaevus*.

Mehr als 20 km Breite erreicht der Hunsrückschiefer zwischen

dem Idar und der Mosel. Wenn diese Breite auch durch wiederholte Faltung zustande kommen dürfte und keineswegs als Mächtigkeit gelten kann, so muß doch diese mehrere tausend Meter erreichen.

Im Bereich ehemaliger Tertiärbedeckung erlitt der Hunsrückschiefer eine tiefgründige Umwandlung. Aus dem vorherrschenden Kalitonerdesilikat bildete sich Lehm, das Eisen ging in Oxydhydrate über, schied sich an der Sohle der Verwitterung auch in den Klüften der Schichtenköpfe und des Ausgehenden als Brauneisenerz aus (Hunsrücker Eisenerzformation) oder durchtränkt den Schiefer selbst. Kalkerde, Magnesia und Natron werden zunächst in wäßriger Lösung weggeführt; später schließt sich ihnen das Kali des Glimmergemengteils der Schiefer an. Die tiefgründige Verwitterung des Schiefers reicht in das Kartengebiet vom eigentlichen Hunsrück her bis in die Nähe des Idars herein, nimmt breite Flächen auf der Hochebene der flachen Wasserscheide zwischen Mosel und Nahe ein und begünstigt hier den Ackerbau. Sie geht selten über 2 m in die Tiefe. Damit soll jedoch nicht gesagt sein, daß im mittleren und westlichen Teil der Hochfläche des Hunsrückschiefers eine normale tonige Verwitterung vollkommen fehlt; sie liefert nur einen gelblichgrauen, tonigen, nicht gelben, lehmigen Boden, der auf den flachen Wasserscheiden wenig mächtig (10—30 cm) wird und nur in den flachen Sammelwannen am oberen Ende der Täler als bräunlichgrauer unreiner Ton vermischt mit gelblichgrauem feinstem Schieferschlamm und unverwitterbaren eckigen Quarzbrocken bis zu 2 m hoch und mehr von den Gehängen abgeschlämmt wird. Nur die rein gelbbraune, lehmige Oberflächenbedeckung ist auf der Karte zum Ausdruck gebracht worden, weil sie neben ihrer landwirtschaftlichen Bedeutung auch noch einen ungefähren Anhaltspunkt über die ehemalige Ausdehnung des Tertiärs geben soll.

Alle die zahlreichen Quertäler der Mosel, besonders auf der rechten Seite, bieten in ihren unteren, tief eingerissenen Strecken gute Einblicke in die Schiefer.

Die dünnspaltenden (selten weniger als 5 mm), von Querklüften wenig durchsetzten, daher große Platten liefernden reineren Tonschieferlagen werden als Dachschiefer verwendet und hochgeschätzt. Dickschiefrige Lagen dienen zu rauhem Mauerwerk und bilden das verbreitete Rohbaumaterial für die Siedlungen an der Mosel. Schiefermauern widerstehen ohne Verputz Jahrhunderte lang jedem Verwitterungsangriff, wie die vielen Burgenbauten bezeugen.

Throner Quarzite (td)

Als solche sind z. T. im Gegensatz zu den Spezialaufnahmen innerhalb des Hunsrückschiefers gewisse Sandsteine und Quarzite ausgeschieden worden, die mit dem Taunusquarzit äußerlich keine Ähnlichkeit haben, also mit ihnen nicht gleichgestellt werden können. Es sind graue, grünlich graue plattige bis bankige, meist etwas weißen Glimmer, auch etwas Feldspat führende Sandsteine, Grauwacken und auch reine Quarzite von feinem Korn. Während der Taunusquarzit in der Hauptsache eine geschlossene Masse von Quarzit ohne wesentliche Ein-

lagerungen von Tonschiefer bildet, gewähren die Throner Quarzite ein anderes Bild. Es sind zahlreiche fuß- bis 10 m dicke Einlagerungen innerhalb der dunkelgrauen Tonschiefer und mit ihnen durch Gesteinsübergänge häufig verbunden. Das Zerteilen der Quarzite in den Tälern (Ruwer, Thron, Thrönchen) und ihr Zusammenfließen auf den Hochflächen (Osburger Hochwald, Talling, Stronzbusch und Haardt) bestätigen die Gliederung in verschiedene Einlagerungen innerhalb der Hunsrückschiefer.

Eine von diesen abweichende Tierwelt wurde nicht beobachtet, wie überhaupt bemerkenswerte Versteinerungen fast fehlen. Die Stellung der Sandsteine und Quarzite bleibt unklar. Sicher ist, daß sie von Taunusquarzit, Hermeskeil-Sandstein oder den Quarziten des Gedinniens abweichen, auch von den Grauwacken der unteren Koblenz-Stufe. Die Tatsache, daß sie am Nordrand des Hunsrückschiefers nicht vorhanden sind, ebensowenig wie auch im Rheintal innerhalb dieser Stufe, läßt gegenwärtig nur die Annahme zu, daß die Throner Quarzite eine örtliche sandige Einlagerung in den mittleren Hunsrückschiefern darstellen. Vielleicht klären die noch ausstehenden Untersuchungen im Hunsrück das Dunkel der Stellung noch auf. Ihr Auftreten außerhalb der in den Hauptablösungsflächen der Schiefer kenntlichen Muldung deutet nicht darauf hin, daß die Throner Quarzite die jüngsten Ablagerungen der Hunsrückschiefer bilden.

Bei der Verwitterung erleiden die Gesteine einen endlichen Zerfall zu einem wenig lehmigen Sand, ihrer quarzitischen Natur wegen allerdings noch sehr viel langsamer als die ohnehin schon sehr wetterbeständigen Hunsrückschiefer. In der Oberfläche heben sich die Quarzite als scharfe Rücken aus den flachen Böschungen ihrer Umgebung heraus. Sie tragen meist Wald.

Das Thrönchental bei Prostrath und Schönberg und das Throntal zwischen Gräfenthron und Papiermühle bieten Gelegenheit zum Einblick in die Gesteine.

Diese eignen sich in hervorragender Weise zu Mauerwerk, Wasserbauten, Kleinschlag und anderen Bauzwecken. Ihre Entfernung vom Verkehr hindert jedoch ihre Verwendung.

Siegener Schiefer (ts)

Als solche wurden in der Nordwestecke der Karte jene an Grauwacken armen, dunkelgrauen bis schwarzen, von sehr dünnen grauen bis grünlichgrauen Sandlagen aber häufig durchzogenen Tonschiefer bezeichnet, die im S der unteren Koblenz-Stufe der Westeifel im sog. Ösling diese Stufe unterlagern, wie aus den Aufschlüssen im unteren Enztal bei und unterhalb Neuerburg hervorgeht. Die Schiefer sind frisch, meist ebenflächig, seltener dünnschiefrig, blättrig oder dachschieferartig, meist plattig und bankig und zeigen da, wo dünne Sandlagen sich einschalten, auf den Schieferungsflächen eine Treppung und Knickung. Grauwacken sind in der Stufe selten.

Aus dem belgischen und großherzoglichen Luxemburg (Ösling) über die Ur herüberreichend, wo die Stufe, der »Schiefer von Kanten-

bach« des Herrn J. Gosselet der hier als Siegener Schiefer bezeichneten ungefähr entsprechen mag, bilden sie im Kartenbereich einen Sattel, der an der benachbarten Ur und Enz in der Lagerung sich kundgibt und im nordöstlichen Weiterstreichen links der Prüm unter der Trias verschwindet.

Bei den Einzelaufnahmen im Ösling (Bl. Neuerburg und Waxweiler) auf die Möglichkeit einer Trennung von den grauwackenreichen Unteren Koblenzschichten aufmerksam geworden, habe ich später erkannt, daß die in der Osteifel und an der unteren Ahr als Siegener Schiefer bezeichneten Gesteine in ihrer Einordnung und Beschaffenheit den hier gekennzeichneten grauwackenarmen Schiefern sehr nahe stehen. Dies ist der Grund, der mich bestimmte, sie als Siegener Schiefer zu bezeichnen. Die Ähnlichkeit der Gesteine mit denjenigen der 35 km querschlägig entfernten Hunsrückschiefer läßt mir weiter eine Gleichstellung mit diesen wahrscheinlich erscheinen. Ich verkenne nicht, daß im Ösling bisher die Leitform *Spirifer primaevus* noch nicht gefunden worden ist, die sonst die Siegener Stufe auszeichnet und im Taunusquarzit des Hoch- und Idarwaldes, auch in den tiefsten Hunsrückschiefern nicht fehlt.

Die Einreihung der grauwackenarmen Schiefer im Ösling kann also noch nicht als endgiltig gelöst betrachtet werden. Versteinerungen fehlen bis jetzt gänzlich.

In bezug auf Verwitterung verhalten sich die Siegener Schiefer ähnlich wie die Hunsrückschiefer. Die größere Sandbeimengung bewirkt keine nennenswerten Abweichungen.

Die Quertäler der Enz, Ur und Gay lassen die Stufe klar erkennen.

Grauwacken und Schiefer der Unteren Koblenz-Schichten (tg)

Für die Ausscheidung dieser Schichten gelten meine Erfahrungen in dem dicht nördlich anschließenden Kartengebiet der Meßtischblätter Neuerburg und Waxweiler. Auf diesen ausgeschiedene, grauwackenreiche Tonschiefer der Unteren Koblenzstufe sind es, die im Kartenbereich auch als diese Schichtenreihe umfassend dargestellt wurden. Die Begrenzung der Schichten nach unten gegen die Siegener Schiefer entbehrt jeder Schärfe und gründet sich von oben nach unten auf das Verschwinden der Grauwacken.

Die Gesteine finden im westlich benachbarten Luxemburg, besonders in den Tälern der Wiltz und Sauer, in den von Herrn Gosselet als »Quarzophyllades de Schutburg« bezeichneten ihr Gegenstück. Entgegen der Auffassung, die ich in der Nachbarschaft (Bl. Neuerburg und Bl. Waxweiler) im Anschluß an die damals herrschende vertreten habe, rechne ich die den grauwackenreichen Schiefern auflagernden bunten Tonschiefer und Grauwacken (Schiefer von Clervaux J. Gosselet's) nicht mehr zur Oberkoblenzstufe. Sie liegen unter dem Koblenzquarzit und müssen sonach der Unterkoblenzreihe zugezählt werden. Übrigens berühren diese Schichten nicht mehr den Kartenbereich.

Die Tonschiefer walten weitaus vor, sind durchweg dunkelgrau, meist sandig, sehr selten blätterig oder dünnschieferig, meist plattig und ebenflächig. Nierige Toneisenknollen kommen mitunter vor. In dickbankigen oder plattigen Lagen sammeln sich sehr feinkörnige (0,2 mm Korngröße), grünlichgraue bis graue, von Glimmerschüppchen durchsetzte Grauwacken an, die im übrigen vorwiegend aus Quarz und Tonschieferbröckchen bestehen. Treten diese zurück, dann wird das Gestein quarzitisch. Wellenfurchen sind auf den Schichtflächen häufig. Als Reste eingeschwemmter Pflanzen darf man wohl einige dünne (5—11 cm) Lagen von schwarzen, graphitisch abfärbenden sandigen Tonschiefern mit 16,5 % Kohlenstoff ansehen.

Getrennt vom Devon des Öslings und Hochwaldes ragt zu beiden Seiten der Salm, eines linken Nebenbaches der Mosel, noch ein Streifen Unterdevon aus der Sohle des Buntsandsteins empor. Neue Begehungen dieses Gebietes haben gezeigt, daß hier abweichend von der Darstellung der Spezialkarte (Bl. Landscheid und Schweich) Unterkoblenz, Koblenzquarzit, Oberkoblenz und wahrscheinlich auch tiefstes Mitteldevon auftreten, und zwar in einer anderen Verteilung, als es bisher bekannt war. In der Gesteinsbeschaffenheit schließen sich die Unterkoblenz-Schichten bei Dodenburg, Bruch, Niederkail und Landscheid denjenigen im Ösling eng an. Nur die rote Färbung, durch feinverteiltes Roteisenerz verursacht, fällt im ganzen Gebiet an der Salm auf. Sie durchdringt besonders die Grauwacken auf Haarrissen, Klüften und oft im Innern des Gesteins, hat aber als nachträgliche Rötung — anscheinend im Zusammenhang mit der Auflagerung von Oberrotliegendem und Buntsandstein — nichts mit dem ursprünglichen Rot der Bunten Tonschiefer im Ösling zu tun.

An Versteinerungen habe ich im Ösling — allerdings nur im benachbarten Enztal — nach den sehr gefälligen Bestimmungen des Herrn Alex. Fuchs gefunden:

Cypricardella elongata Beush.
Prosocoelus Beushauseni A. Fuchs
Orthis vulvaria Schl.
Chonetes semiradiata Sow.
Spirifer subcuspidatus Schnur
Rhynchonella daleidensis F. Roem.
Trigeria confluentina A. Fuchs
Anoplotheca venusta Schnur.

Aus dem Unterkoblenz an der Salm gibt H. Grebe z. T. nach Herrn O. Follmann an:

Homalonotus rhenanus C. Koch
Aviculopecten Wulfi Frech
Pleurotomaria crenatostriata Sdbg.
Platyceras gracilis Sdbg.
» *cassideum* A. u. V.
Bellerophon trilobatus Sow.
Prosocoelus pes anseris Z. u. W.
Spirifer arduennensis Schnur
» *paradoxus* Schloth.
Goniophora rhenana Beush.
Chonetes sarcinulata Schloth.
» *dilatata* F. Roem.
Stropheodonta Murchisoni A. V.
» *laticosta* Conr.
Rhynchonella daleidensis F. Roem.
Rhodocrinus gonatodes Müll.
Ctenocrinus acicularis Follm.
Pleurodictyum problematicum Gldf.

Wie üblich im Schiefergebirge, läßt sich die Mächtigkeit der Schichtenreihe kaum annähernd bestimmen. Aus der breiten Ausdehnung wird man immerhin auf viele Hunderte von Metern, vielleicht sogar mehr als 1000 m, schließen dürfen.

Der Verwitterungsvorgang der Schiefer verläuft ähnlich wie bei den Hunsrückschiefern zu einem sandig-tonigen Endziel. Der vielen schwer angreifbaren Grauwacken wegen bleibt der auf den Hochflächen sich bildende, wenig tiefgründige Verwitterungsboden meist sehr steinig.

Die Verwendung der Grauwacken geht kaum über die einheimischen Bauzwecke hinaus; sie eignen sich auch gut zu Kleinschlag.

Gute Einblicke in die Stufe geben die Felsen und Weganschnitte in den Tälern der Ur und Salm, hier besonders in der Strecke zwischen Dreis, Bruch und Niederkail.

Koblenzquarzit (tπ)

In das Unterdevon an der Salm reichen vom Kondelwald her die sog. Koblenzquarzite herein, und zwar bei Bergweiler und Naurath i. E. Die Gesteine sind entweder weiße, hellgrüne oder rotgraue bis dunkelgraue, plattige bis bankige, auf den Schichtflächen oft wulstige, klüftige Quarzitsandsteine, die auf den Kluftflächen vielfach Roteisenerzanflüge führen. Feldspat tritt unter den Sandkörnern mitunter, Glimmer auf den Schichtflächen häufiger auf. Nachträgliche Kluftausfüllungen bestehen mitunter aus Kalkspat oder Quarz. Dünne Streifen von grauem Tonschiefer bilden Zwischenlagen.

Versteinerungen sind hier wenig bekannt.

Die Mächtigkeit erreicht meist nur einige, selten mehr als 10 Meter.

Die glimmerarmen Quarzite sind sehr fest, sehr wetterbeständig und sondern sich meist in großen Blöcken ab. Daher machen sie sich im Oberflächenbild trotz ihrer geringen Mächtigkeit stets als Rücken, wenn auch schmale, bemerkbar.

Die Steinbrüche am linken Ufer des Reinbaches (Steinenberg) sowie nördlich Naurath i. E. und beim benachbarten Dierscheid (Kellerberg) und zwischen Dierscheid und Erlenbach geben einen guten Einblick.

Die große Festigkeit und Sprödigkeit der Quarzite sichert ihnen eine große Verwendung im Straßenbau als Kleinschlag usw.

Oberkoblenz-Schichten (tk)

In dem gleichen Verbreitungsbezirk an der unteren Salm folgen über dem Koblenzquarzit zunächst graue, oft außen rotbraune, glimmerige Tonschiefer und grüngraue, rotgraue, feinkörnige, plattige bis bankige Sandsteine oder Grauwacken. Weiter im Hangenden beobachtet man, besonders bei Naurath, aber auch nördlich von Dreis und westlich Bergweiler grünlichgraue, oft außen rotbraune, milde, wenig sandige Tonschiefer, häufig kalkhaltig, also Mergelschiefer, und ihnen eingeschaltet, aber nur in frischen Aufschlüssen sichtbar, graue, ockerig verwitternde Bänke von mehr oder minder unreinem dichten Kalk oder festem Mergel. Diese höheren, mergeligen und kalkigen Gesteine führen als Leitform neben anderen Tierresten den *Spirifer cultrijugatus*, der in den tieferen selten ist. Ganz ähnlich wie diese mergeligen Schiefer an der Salm sind diejenigen des Höhenzuges

rechts von der Straße Schweich-Bekond, im Bereich der alten Eisenstein-Grube Schweicher Morgenstern. Hier waren seit langem mehrere konglomeratische Roteisensteinlagen bekannt und wurden abgebaut, die man nach den Versteinerungen der *Cultrijugatus*-Stufe zurechnete. In der Naurather Umgebung wurden die Roteisensteine noch nicht sicher beobachtet, obwohl sie sehr wahrscheinlich nicht fehlen werden.

Im Bereich der mitteldevonischen Kalkmulden der Eifel nehmen die Roteisensteine als leicht erkennbares Gestein eine genau bezeichnete und bezeichnende Stellung zwischen den quarzitischen Schichten und den kalkigen Gesteinen der *Calceola*-Stufe ein und bilden somit die Sohle des Mitteldevon. Überträgt man diesen Gesichtspunkt auf das genannte Gebiet an der Salm, so würden die hier über dem Roteisenstein folgenden Tonschiefer, Mergelschiefer und Kalke dem Mitteldevon zuzuzählen sein. Erst nach dem Stich der Karte hat sich, begünstigt durch gute Aufschlüsse, in diesen Schichten außerhalb des Kartenbereichs bei Wittlich, das Vorhandensein der bezeichnenden Roteisensteine bestätigt. Damit wurde die Möglichkeit sehr nahe gerückt, daß sowohl an der Salm wie auch wohl sogar vornehmlich bei Schweich die tiefen Schichten des Mitteldevon noch vorhanden sind, soweit sie über dem Roteisenstein lagern. Das Oberkoblenz wäre also hier auf die grauwackenreichen Tonschiefer zwischen den Roteisensteinlagen und dem Koblenzquarzit zu beschränken.

Von diesen Betrachtungen ausgehend, bitte ich die Hinzufügung »z. T. Mitteldevon« unter dem Schildchen der Oberen Koblenz-Schichten in der Farbenerklärung zu würdigen.

Das eigentliche, aus Grauwacken und Tonschiefer bestehende Oberkoblenz zwischen dem Quarzit und dem Roteisenstein führt nur wenige Versteinerungen (*Phacops, Spirifer cultrijugatus, Chonetes dilatata* usw.) und erreicht nur eine geringe Mächtigkeit, anscheinend nicht viel über 50 m. Die höheren mergelig kalkigen Schichten jedoch (tiefstes Mitteldevon) sind recht reich an Lebewesen, sowohl nach Art wie nach Zahl. Ich nenne z. T. nach den Angaben der Herren O. Follmann, L. Beushausen und Em. Kayser:

Phacops sp.
Homalonotus sp.
Bactrites sp.
Orthoceras planiseptatum Sdbg.
Goniatites sp.
Pleurotomaria daleidensis F. Roem.
Bellerophon compressus Sdbg.
Nuculana securiformis Gldf.
Puella cf. *rigida* A. Roem.
Spirifer paradoxus Schloth.
» *cultrijugatus* F. Roem.
» *subcuspidatus* Schnur
Orthothetes umbraculum Schloth.
Rhynchonella daleidensis F. Roem.
» cf. *princeps* Barr.
Chonetes sarcinulata Schloth.
» *dilatata* de Kon.
» *plebeja* Schnur
Athyris undata Defr.
Atrypa reticularis L.
Orthis striatula Schloth.
Leptagonia rhomboidalis Whlbg.
Tentaculites scalaris Schloth.

Der Roteisenstein am Schweicher Morgenstern hat äußerlich ein oolithisches Gepräge, in einer aus Kalk und Dolomit bestehenden sandigen Grundmasse liegen zahlreiche kleine linsenförmige rundliche Roteisensteinkörner, die indes nach Untersuchungen von Herrn Rauff nicht als Oolithe, sondern als kleine Gerölle anzusehen sind. In meh-

reren Lagern von 0,10—0,50 m und mächtiger erreicht er eine höchste Mächtigkeit von 3 m.

Lagerung des Unterdevons

Bei der Besprechung der Bunten Schiefer habe ich bereits das Auftreten konglomeratischer Bildungen am Nordrand der Ardennen von der Maas bis zum Hohen Venn an der Sohle des Unterdevon erwähnt. Auch im Taunus fehlt es nicht an Spuren von Geröllbildungen, die vermuten lassen, daß sie einer steilen Küste älterer vordevonischer Gesteine entstammen. Man muß auch im Hochwald und Hunsrück mit der Möglichkeit rechnen, daß vor dem Beginn unterdevonischer Ablagerungen die Bildung eben dieser steilen Küste und damit wohl eine Störung der Lagerung, vielleicht in Form einer leichten Auffaltung des Vordevons vor sich ging. Genaueres läßt sich über diese Bewegungen in der Erdkruste nicht sagen.

Auch im Bereich der Koblenzstufe machen sich Andeutungen von Schichtenstörungen, wenn auch in geringerer Stärke bemerkbar. Die auffälligen und mächtigen »Bunten Tonschiefer und Grauwacken« unter dem Koblenzquarzit im Ösling und am Nordrand der Eifel und des Hohen Venns (Schiefer von Burnot z. T., Schiefer von Clerraux-Clerf) fehlen in dieser bezeichnenden Ausbildung 20—30 km querschlägig im Süden und gegen die Mosel zu vollständig, anscheinend im Norden einer Sattelung, die die Siegener (Hunsrück-) Schiefer in der Sattellinie Bauler-Nasingen-Oberraden-Merkeshausen (Prüm)-St. Thomas (Kill) erlitten haben. Da der Koblenzquarzit im Norden (Schneifel) und im Süden der Sattelung vorhanden ist, so müßte zwischen ihm und seiner Unterlage eine ungleiche Lagerungsform (Diskordanz) im Süden bestehen, die durch die Aufsattelung der Siegener und Unterkoblenz-Schichten vor Ablagerung der »Bunten Tonschiefer und Grauwacken« ermöglicht worden wäre. Soweit die Andeutungen von älteren devonischen Schichtenstörungen.

Im rechtsrheinischen Schiefergebirge sind von Herrn Denckmann während des jüngeren Devons weitere Störungserscheinungen nachgewiesen worden.

Besser ist man über die große Aufrichtung, Aufstauung und Faltung in der Carbonzeit unterrichtet. Sie legte das gesamte Devon in zahlreiche enge Falten (Sättel und Mulden), und zwar die dünnschichtigen und nachgiebigeren tonigen Schiefer in sehr viel stärkerem Maße als die dickbankigen und festeren Quarzite. Beide Gesteine verhalten sich, was den Grad der Umbiegung (Halbmesser der Krümmung) angeht, verschieden. Bei den Schiefern ist er im allgemeinen viel kleiner als bei den Quarziten und ähnlich wie bei den starren, grobbankigen, plumpen Kalken und Dolomiten des Mitteldevons der Eifel. Zu der engen Faltung tritt bei den Tonschiefern noch die Druckschieferung, die dicht gedrängte, eben verlaufende, wohl der Streich-, nicht aber der Fallrichtung folgende Ablösungsflächen in den Schiefern erzeugte und in den reinen Tonschiefern das Erkennen der

Schichtung oft sehr erschwert oder gänzlich unmöglich macht. Ich möchte dies ausdrücklich betont wissen, weil in manchen Fällen die von mir eingetragenen Fallrichtungen keineswegs einwandfrei auf Schichtungsneigungen bezogen werden können. Sie sind nur an den Hauptablösungsflächen festgestellt worden. Ich bin aber in Anbetracht der großen Gleichförmigkeit in deren Fallrichtung wohl berechtigt, anzunehmen, daß diese Hauptablösungsflächen in überwiegender Mehrzahl der Schichtung folgen und daß da, wo dies zweifelhaft sein könnte, wiederum vorwiegend Schichtungs- und Schieferungsflächen nach der gleichen Richtung, wenn auch verschieden stark, neigen. Die Regel scheint zu sein, daß die Schieferung steiler als die Schichtung einfällt. Es sind auch Fälle beobachtet worden, in denen das Gegenteil der Fall ist, aber sie sind doch nicht eben häufig (Unterkoblenz- und Siegener Schichten im Ösling, bei Neuerburg usw.). Bei den Grauwacken und mehr noch bei den Quarziten spielt die Druckschieferung nur eine geringe Rolle; die beobachteten Fallrichtungen entstammen fast ausnahmslos den Schichtflächen.

Der Zusammenschub des Unterdevons in dicht sich folgenden Falten führte zu einer nahezu einheitlichen Richtung der Mulden- und Sattellinien, also des Streichens, und zwar schwankt diese Richtung zwischen N 45° O und N 55° O, also im ganzen unerheblich. Nur am NW-Rand des Hunsrückschiefers, und zwar in seinen flachen Sätteln und Mulden, fallen schmale, kilometerlange Schieferstreifen auf, die umgekehrt, also nach NW, streichen, z. B. rechts der unteren Ruwer zwischen Mertesdorf und Ruwer-Paulin, links der Mosel Kirsch gegenüber, dann bei Thörnich, bei und oberhalb Piesport, am stärksten aber zu beiden Seiten der Mosel bei Lieser, Wehlen, Zeltingen, Erden, Lösnich, Traben und bei Kinheim. Anscheinend sind diese verkehrt streichenden Schiefermassen durch Biegungen zu erklären, die in den elastischen Schiefern an Stelle von erheblichen Zerreißungen längs Querstörungen getreten sind. Dem übrigen und größeren Schiefergebiet, auch dem Quarzit, sind solche Verbiegungen, die man auch Querflexuren nennen könnte, fremd. Die auffälligen unter ihnen sind auf der Karte verzeichnet.

Dem an sich gleichmäßigen Streichen schließt sich die Fallrichtung fast nicht minder regelmäßig an. Die Zusammenfassung der Tausende von Lagerungsbeobachtungen ergab überraschender Weise ein ziemlich klares und einheitliches Bild.

Das gesamte Schiefergebirge des Schwarz- und Hochwaldes sowie des westlichen Hunsrücks, gleichwohl ob es dem Hunsrückschiefer oder dem Gedinnien angehört, zeigt, von einem schmalen Streifen längs der Mosel abgesehen, in den Hauptablösungsflächen eine mehr oder minder steile Neigung nach Nordwesten. Ich muß auf die Einschränkung durch den Begriff »Hauptablösungsflächen« besonderen Wert legen, da die von mir gemessenen Neigungsrichtungen nicht immer unbedingt sicher an Schichtflächen vorgenommen wurden. Ausnahmen von der Regel sind selten, untergeordnet und auf die schmalen Streifen der Faltenbiegungen beschränkt.

Längs einer Linie von Atlay (im Hunsrück) über Bernkastel-Veldenz-Rondel-Trittenheim-Pölich findet eine Umkehr der Neigung statt, nordwestlich dieser Linie neigen die Schieferschichten (d. h. die Hauptablösungsflächen) nach Südosten. Die Linie kann also als eine Art Muldenachse angesehen werden. Sie verschiebt sich bei Pölich um etwa 1 km parallel querschlägig nach Südosten und verläuft von hier über Morscheid (an der Ruwer)-Gutweiler bis in die Nähe von Hockweiler. Abermals tritt hier, vermutlich an einer Querstörung, die aber im Hunsrückschiefer unkenntlich bleibt, eine Querverschiebung von etwa 3 km Ausmaß nach Südosten ein, und die Muldenlinie setzt von Wilzenburg, links der Ruwer, in gerader Linie auf Ockfen und Niederlenken an der Saar fort. Scheinbar, aber nicht ganz sicher, erleidet sie zum vierten Mal eine Verschiebung nach Südosten bis oberhalb Krutweiler. Indes liegen mir nicht hinreichend zahlreiche Beobachtungen links der Saar vor, um abschließend urteilen zu können.

Längs der Muldenlinie stehen die Hauptablösungsflächen der Schiefer in einem mehrere hundert Meter breiten Streifen ganz oder nahezu saiger. Der NW-Flügel der Mulde hat wie der SO-Flügel eine ziemlich steile Stellung, ist besonders reich an Störungen, und an vielen Punkten sieht man nördlich der Muldengrenze starke Faltungen der Schiefer, so z. B. in der Strecke Veldenz-Bernkastel-Kautenbach-Ahringstal auf Tellig bei Zell zu.

An die Muldenlinie schließt sich im NW, und zwar in 4—6 km Entfernung, ein Sattel an, der die Moselbögen in der Linie Enkirch-Wolf-Wehlen-Maring-Kesten-Niederemmel-Neumagen durchschneidet. Der Sattel hat einen stark nach NW geneigten NW-Flügel und wird weiter im Streichen nach SW zu undeutlich. Erst gegen die untere Ruwer zu liegen wieder Beobachtungen vor, die eine Fortsetzung von Mertesdorf über Casel-Tarforst nördlich vorbei in der Richtung auf Konz erkennen lassen.

In dem gegen die Wittlicher Senke abschließenden NW-Rand des Hunsrückschiefers herrscht eine sehr flache Lagerung der Hauptablösungsflächen, in der Faltungen nur schwer verfolgbar sind. Immerhin glaube ich, eine Muldung längs einer Linie Ürzig-Noviand bis in die Nähe von Klausen erkennen zu können.

An sich muß das nordwestliche Einfallen so breiter (20 km) Schichtenreihen im rheinischen Schiefergebirge auffallen, wo die SO-Neigung überwiegend ist und häufig zur Annahme von liegenden Falten geführt hat, die entweder in beiden Flügeln nach SO neigen oder einen flachen SO-Flügel und einen steilen NW-Flügel besitzen. Aus dieser Faltenlage wird die Annahme eines Schubes oder Seitendruckes von SO hergeleitet.

Wie weit die abweichend nach NW gerichtete Neigung in der Streichrichtung im eigentlichen Hunsrück oder gar über den Rhein reicht, ist noch unbekannt, wenn ich auch ähnliche Verhältnisse da und dort gesehen habe.

Das Auffällige der Erscheinung erfährt eine besondere Beleuchtung durch die folgende Tatsache:

Die Lagerung der Quarzite weicht sowohl da, wo sie am Rand der Schiefermassen auftreten, wie auch da, wo sie von ihnen eingeschlossen sind, vollkommen ab. Das gilt am meisten für die Taunusquarzite, in geringerem Maße für die Throner Quarzite, die ja auch ohnehin erheblich schwächer sind.

Der breite Zug massiger Taunusquarzite von der Mosel bei Sierck über die Saar zwischen Mettlach und Taben hinweg bis zum Irrwald (Wadrilltal) legt sich in ziemlich flach nach SO neigende Falten. Am linken Gehänge der Saar oberhalb Mettlach (Kloeft), noch deutlicher aber am rechten und linken unterhalb Saarhölzbach bis unterhalb der Tabener Saarbrücke können die nach SO geneigten Mulden- und Sattelfalten nicht bloß in ihren geraden Schenkeln, sondern auch in ihrem Umbiegungen oft in jeder gewünschten Deutlichkeit an den natürlichen und künstlichen Felsanbrüchen verfolgt werden. Die dicke Bankung der Quarzite verhindert das allzu spitze Ausziehen der Faltenköpfe, ihr Krümmungshalbmesser bleibt länger als bei den Tonschiefern, und die an den Sattel- und Muldenachsen sich ergebenden entgegengesetzten Neigungen sind meist klar ausgeprägt. Die Eintragung dieser Verhältnisse war bei dem kleinen Maßstab der Karte untunlich. Vier bis fünf deutliche Falten, ebensoviele Sättel und Mulden sind sichtbar.

Während die Bunten Schiefer der Hermeskeiler Hochfläche noch steil nach NW einfallen, behalten die in ihnen eingemuldeten jüngeren Sandsteine eine fast saigere Stellung. Der östlich anschließende lange Quarzitzug vom Erbeskopf und Idar läßt an seiner nordwestlichen Flanke meist südöstliches Einfallen und am S-Rand Allenbach-Langweiler-Stipshausen ein senkrechtes Aufbiegen mit z. T. nordwestlichem, z. T. südöstlichen Einfallen, oft sogar Sattelbildung erkennen. Im Kern dieses breiten Rückens fehlt es fast durchweg an Anstehendem und ebenso an Aufschlüssen. Der bei Nonnweiler östlich von einem Querbruch ansetzende Quarzit des Kahlenberges scheint eine Sattelstellung zu besitzen. Sie ist weiter nordöstlich gegen das Idartal zu und jenseits von ihm an der Wildenburg deutlich geformt, die beiden Sattelschenkel neigen beide nach SO; in der Achse der Sattellinie selbst sieht man im flachen Bogen steiles NW- und flaches SO-Einfallen. Die schmalen Quarzitrücken im S fügen sich im übrigen den umgebenden Hunsrückschiefern gleichförmig ein, d. h. die Falten haben steil nordwestliche Neigung, wie das auch bei schmalen Quarzitstreifen vorkommt, die Bunte Schiefer von Hunsrückschiefern bei Hilscheid, Deuselbach und Morscheid trennen. Über die Lagerungsverhältnisse des Quarzites am Idar kann bei dem großen Mangel an Anstehendem nichts Wesentliches gesagt werden, wenngleich südöstliches Einfallen vorherrscht. Die die streichend untertauchenden Quarzite bei Weitersbach und gegen Krummenau zu umgebenden und ihnen auflagernden Schiefer weichen von ihrem steilen nordwestlichen Einfallen nicht ab.

Klar geht aus dem Vorstehenden hervor, daß die Quarzite inmitten der Schiefer eine von diesen abweichende Stellung ihrer Falten be-

sitzen und vornehmlich südöstliche Neigung aufweisen. An der Gleichzeitigkeit der Faltung beider Gesteine sind Zweifel kaum gestattet. Die Erklärung der Verschiedenartigkeit muß also in den verschiedenen Gesteinsbeschaffenheiten gesucht werden. Wenn die Quarzite mit vorherrschender südöstlicher und flacherer Neigung ihrer Falten sich der im Schiefergebirge herrschenden Ordnung besser einfügen als die Tonschiefer, so kann angenommen werden, daß ihre Faltenlage echter und ursprünglicher ist als diejenige der Tonschiefer. In der nordwestlichen Neigung ihrer Hauptablösungsflächen müssen dann die Folgen einer größeren Nachgiebigkeit gegen einen Druck von SO gesucht werden, die zu einer Art Überkippung der Falten und Hauptablösungsflächen geführt haben. Die dünnspaltenden, nachgiebigen, wenig druckfesten Tonschiefer stehen ohnehin im auffallenden Gegensatz zu den plumpen, dickbankigen, spröden und ungewöhnlich druckfesten Quarziten, vielleicht noch mehr als die mächtigen plumpen Kalke des Mitteldevons der Eifel zu den unterlagernden Ton- und Mergelschiefern.

Aus diesen Betrachtungen heraus darf wohl auch die Ansicht begründet werden, daß die äußeren Begrenzungen der Quarzite keine natürlichen Schichtflächen, sondern streichende Zerreißungsflächen, Gleitflächen, auch wohl Schubflächen darstellen, vornehmlich am NW-Rand der Quarzite. Wenn ich diesen im Saartal bei Hamm als eine nach SO geneigte streichende Störung bezeichnete, so möchte ich das ausdrücklich nicht als auf einer einwandfreien Beobachtung sich gründend betrachtet wissen. Die Berührungsfläche zwischen Quarzit und Schiefer ist auch hier nicht in wünschenswerter Deutlichkeit so bloßgelegt, daß eine andere als die von mir vertretene Ansicht vollständig ausgeschlossen wäre. Meine Annahme gründet sich auf meine zahlreichen Beobachtungen über die Lagerung (Streichen und Fallen) und auf die Würdigung des gesamten Lagerungsbildes, das die steilen Gehänge zu beiden Seiten der Saar an der Stelle gewähren. Eine flache, nach SO geneigte streichende Störung oder eine flache Überschiebung halte ich auch nicht für sehr wahrscheinlich. Damit möchte ich auch die Anwendung der neueren Überfaltungsvorstellungen auf diese Verhältnisse nicht für erlaubt halten. Wir befinden uns hier im Kern oder in der Wurzel eines Faltungsgebirges, nicht im Bereich der Überfaltungsdecken. Sie sind wohl, wenn sie vorhanden waren, längst abgetragen worden.

Die bankigen Throner Quarzite haben innerhalb der Hunsrückschiefer besonders an der oberen Ruwer und Riveris kleine Abweichungen, steilstehende Sättel und Mulden verursacht, deren Ursache wohl in denselben Gründen gesucht werden muß wie bei den Taunusquarziten. Eine erhebliche Änderung des allgemeinen Lagerungsbildes liegt hier nicht vor.

Streichende Schichtenzerreißungen unterbrechen den Zusammenhang an sehr vielen Orten, und man kann wohl sagen, daß sie in den meisten künstlichen Aufschlüssen größeren Umfangs zu sehen sind. Ohne Schichtenentblößungen entziehen sie sich gänzlich der Beobachtung. Wahrscheinlich zeichnen sie einen großen Teil der

Quarzgänge vor und beanspruchen damit ein etwas höheres Alter als die Querstörungen.

Ich habe davon abgesehen, die in Aufschlüssen beobachteten streichenden Verwerfungen der Karte einzuverleiben, weil ihre Verfolgung außerhalb des Steinbruches oder auch Felsanschnittes unmöglich war.

In den Neigungsrichtungen wird man bei der meist steilen Lagerung beide Hauptrichtungen, sowohl südöstliche wie nordwestliche, erwarten müssen. Selbst in den flach nach SO geneigten Falten des Quarzites sieht man nach NW geneigte streichende Bruchflächen, z. B. am rechten Saarufer zwischen dem Bahnhof Taben und dem Fährhaus Hausen.

Der größere Teil der streichenden Störungen stammt wohl aus dem Faltungsvorgang selbst her. Auf jüngere wird noch aufmerksam zu machen sein.

Die quer zum Streichen gerichteten Zerreißungen und Brüche fallen bei der Verfolgung bezeichnender Schichten leicht auf und konnten im Quarzit vielfach festgelegt werden. Sie heben und senken die Gebirgsklötze in anscheinend regelloser Weise. Immerhin bewirken sie das staffelige Emporheben der Quarzitzüge und ihrer Unterlage von der Saar bis zur Hochfläche von Hermeskeil und ihr ebenso gestaltetes Absinken von Hermeskeil gegen den Idar zu. Ich möchte den Querstörungen diese Rolle nicht überall zuweisen. Indem die Falten in ihren Sattel- und Muldenlinien selbst nicht immer wagerecht liegen, geschieht das Auf- und Untertauchen wohl in der Hauptsache durch die Neigungen der Falten selbst. An den Falten des Quarzites am SO-Rand des Idars bei Stipshausen war das in der Streichrichtung erfolgende Untertauchen des Quarzites unter die Hunsrückschiefer in den Sattellinien zu erkennen. Diese Beobachtung bildet neben dem Mangel plötzlichen Querabbrechens den Grund für die Annahme, daß der Hauptquarzitzug des Idars bei Weitersbach lediglich durch Untertauchen verschwindet. Ebenso hebt sich der Quarzit im Hahnen- und Kellenbachtal allmählich, anscheinend ohne Querverwerfungen, wieder aus seiner Überdeckung zum Lützelsoon und Soonwald empor.

Die meisten streichenden Störungen erfolgten wohl mit der Auffaltung, haben also carbonisches Alter. Auf jüngere wird noch hingewiesen werden.

Eigentümlich erscheint es, daß anscheinend neben dem Emporheben des Quarzitzuges bei Hermeskeil eine Senkung der Hunsrückschiefer im Osburger Hochwald Platz greift, wie sie die weite Ausdehnung der Thronquarzite vermuten läßt. Das Umgekehrte scheint an der Saar der Fall zu sein, scheint, sage ich, denn die Annahme einer, wenn auch steilen, Überschiebung in Verbindung mit dem südöstlich gerichteten Querverschieben der Hunsrückschiefer, wie es der Verlauf der Muldenlinie erkennen läßt, läßt die Möglichkeit zu, daß die Throner Quarzite von dem Taunusquarzit zwischen Greimerath und der Saar überdeckt werden.

Das Auftreten der Throner Quarzite außerhalb der Muldung gibt

immerhin etwas zu denken und wird am ehesten dann verständlich, wenn die Quarzite selbst nicht das oberste Schichtenglied der Hunsrückschiefer, sondern eine östliche, quer zum Streichen wenig ausgedehnte und wenig mächtige, sich in viele Lagen auflösende Sandsteinzone innerhalb der Hunsrückschiefer darstellen. Träfe das erstere zu, dann müßte mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die große Muldung nicht eine solche der Schichtflächen, sondern der Schieferungsflächen bedeute, und daß die wahre Muldung mit der Verbreitung der Throner Quarzite zusammenfiele. Eine besondere Wahrscheinlichkeit kommt diesen letzten Möglichkeiten kaum zu, denn es ist keineswegs erforderlich, daß die Throner Quarzite, als jüngster der Hunsrückschiefer, eine bei ihrer Ablagerung vorhandene flache Mulde in diesen ausfüllten, die später bei der Faltung vorzeichnend gewirkt haben müßte. Ich glaube daher, an der Annahme festhalten zu müssen, daß die Muldung der Hauptablösungsflächen auch zugleich eine solche der Schichtflächen ist. Nur in der Nähe der eingetragenen Muldenlinie mögen die steilstehenden Hauptablösungsflächen mitunter eher den Druckflächen der Schieferung als den nach der gleichen Richtung, aber flacher geneigten Schichtflächen entsprechen. Auf gewisse Unklarheiten in der Trennung von Schiefer- und Schichtflächen und in den daraus für den Gebirgsbau zu ziehenden Schlüssen aufmerksam zu machen, erschien mir Pflicht. Klar ist nur, daß der Bau der Quarzitzüge und seiner Unterlage von demjenigen des Hunsrückschiefers abweicht und seine eigenen Wege geht.

So wenig Querstörungen das Gebiet des Hunsrückschiefers aufweist, ebenso zahlreich sind sie wahrscheinlich in Wirklichkeit vorhanden. Nur wo quarzitische Einlagerungen das Einerlei unterbrechen, gelingt es mitunter, Querbrüche zu erkennen. Die Fortsetzung der großen Querstörung Züsch-Damflos-Abtei (östlich von Hermeskeil) in den Hunsrückschiefer und in die Throner Quarzite war tatsächlich beim Bau der Bahn zwischen Pölert und Rascheid in einer außergewöhnlichen Zertrümmerung und Verquetschung der Schiefer zu sehen.

Nur wenige Querstörungen reichen in die permischen Ablagerungen hinein, und wo das geschieht, wie bei Wadrill, ist der Zusammenhang wahrscheinlich nur scheinbar vorhanden. Das Alter der Querstörungen mag in der Hauptsache etwas jünger als das der streichenden sein, aber doch in die Zeit der Aufrichtung der Schichten, also unmittelbar vor das Obercarbon, entfallen. Vielleicht sind diese Brüche auf ähnliche Kräfte zurückzuführen wie die Ursachen der Druckschieferung und Pressung.

Die Lagerung des Unterdevon im Ösling (Westecke der Karte) zeigt einfache Verhältnisse. In den Siegener Schiefern konnte ich im Ur- und Enztal, auch im Gaybach, eine flache Sattelung feststellen, die auf der Karte verzeichnet ist. Abweichend vom Üblichen, ist die Neigung beider Flügel der Sattels, von untergeordneten Abweichungen abgesehen, ziemlich gleich stark, beim nördlichen nach NW, beim südlichen nach SO gerichtet. Zwischen Geichlingen und Roth a. d. Ur (Vianden) heben sich die Siegener Schiefer nach S zu

wieder empor, indem sie ein deutliches NW-Einfallen aufweisen. Im Enztal scheint dieser Schieferstreifen unter dem Buntsandstein verschwunden zu sein, wenn nicht der schmale Sattel, den die Schiefer im Dorfe Sinspelt zeigen, als Fortsetzung zu gelten hat.

In den Falten des Unterdevon an der Salm herrscht SO-Neigungsrichtung weitaus vor. In der Nähe der jungpermischen und nachtriadischen Abbrüche machen sich allerdings starke Abweichungen geltend. Die Koblenz-Schichten am linken Ufer des Bendersbaches bei Heckenmünster streichen ausgesprochen nordsüdlich in sehr steilstehenden Falten, die nach N gegen Dreis zu mehr die herrschende NO-Richtung annehmen. Die Koblenzquarzite bei Dierscheid und unterhalb Naurath i. E. gehen in der Lagerung auch mitunter ihre eigenen Wege.

Die Oberkoblenz- und *Cultrijugatus*-Schichten bei Schweich und Bekond scheinen einen flachen Sattel zu bilden; jedenfalls beobachtet man hier flache Schichtenneigungen.

Eigentümlich, aber im Anschluß an das südnördliche Streichen bei Heckenmünster nicht unauffällig, ist das Auftreten von ebenso gerichteten Störungen im Bereich der Koblenz-Schichten an der Salm. Mehrfach, z. B. oberhalb Dreis (an der Straße nach Bruch, bei der Landscheid-Burger Mühle) ist die SN-Richtung von Zerreißungen, wie sie weiter östlich gegen den Rhein zu und auch gegen die vulkanische Eifel ziemlich häufig sind, gut ausgeprägt. Zwischen Heckenmünster und Dreis folgt ihr annähernd der Abbruch des Ober-Rotliegenden und Buntsandsteins. Inwieweit man aus dieser Tatsache auf das Alter dieser Art Störungen allgemeine Schlüsse ziehen darf, müssen weitere Untersuchungen lehren.

Im ganzen weichen die allgemeinen Lagerungsverhältnisse des Devon von den herrschenden im Schiefergebirge nur im Bereich des Hunsrückschiefers ab. Berücksichtige ich das steile nordwestliche Einfallen seiner Hauptablösungsflächen (Schicht- und Druckflächen), das Vorhandensein einer muldenartigen, plötzlichen Umkehr der Neigung in der Linie Altlay-Veldenz-Saarburg und die flache Lagerung der Falten jenseits der Linie, auch den Mangel einer Begründung der Mulde in den ursprünglichen Lagerungsverhältnissen vor der Faltung, so werde ich zu der Vermutung gedrängt, daß der wahrscheinlich von SO wirkende Seitenschub ungefähr längs der Muldenlinie Altlay-Veldenz-Saarburg in der Tiefe ein Hindernis, einen Widerstand fand, der zu einer stärkeren Aufstauchung und vielleicht sogar zum Überkippen der Falten südöstlich davon führte, während die über dem starren Widerlager der Tiefe lagernden Tonschiefer längs der Mosel, geschützt durch eben diese starre Unterlage, nur eine geringe und flache Faltenstauchung erlitten. Auf diese Weise würden sich die Abweichungen im Bau anscheinend am ungezwungensten erklären. Vielleicht dürfen wir diesen unterirdischen Widerlagern auch die Abweichungen zuschreiben, die die stratigraphische Entwicklung des Unterdevons südlich und nördlich der Mosel (Eifel) erkennen läßt. Die Natur des Widerlagers müßte in vordevonischen starren Gesteinsmassen gesucht werden.

Unter-Rotliegendes

Längst ist bekannt, daß vor Ablagerung unseres festländischen Obercarbon die Faltung des Rheinischen Schiefergebirges vollendet war. Ob aber alle Bewegungen in diesem damit zur Ruhe kamen, das scheint mindestens zweifelhaft. Aus Bohrungen in Lothringen ist zu folgern, daß das Obercarbon an dem unterirdischen, aus vordevonischen und devonischen Gesteinen gebildeten Rücken Düppenweiler-Beesendorf abschneidet, ob durch Anlagerung oder durch Störung, ist unbekannt; wahrscheinlich sind beide Erscheinungen vorhanden. Die Carbon-Schichten sind nördlich dieses Rückens bis jetzt nicht nachgewiesen. Tiefbohrungen und Anstehendes über Tag deuten darauf hin, daß in der sich nördlich anschließenden sog. Prims-Mulde nicht mehr Carbon zur Ablagerung kam, daß also diese Mulde damals noch nicht vorhanden war. Die in ihrem westlichen Teil festgestellten Gesteine gehören bis jetzt samt und sonders dem Ober-Rotliegenden an, wenn man dieses mit den Söterner Schichten beginnt. Damit sind bedeutende Bewegungen und übergreifende Lagerungen zu deren Bildungszeit wahrscheinlich gemacht. Die ersten Spuren von Unter-Rotliegendem, und zwar von Toleier Schichten, sind in einem Wasserriß 1 km nordwestlich Weiskirchen bekannt.

Aber auch das Unter-Rotliegende greift schon über das Obercarbon mit den Schichten der Kuseler Stufe hinaus. Es müssen also vor der Ablagerung dieser Stufe entweder Hebungen in dem Süßwasserbecken des Carbon-Rotliegenden oder Senkungen im nahen Faltungsgebirge stattgefunden haben. Das Ufer des Beckens wurde nach außen geschoben, ohne daß es indes nachweislich über den vorerwähnten Vordevon- und Devonrücken nach Norden hinaus verlegt wurde. Das Übergreifen setzt nachweislich erst am Wadrilltal ein.

Obercarbon und Unter-Rotliegendes haben in ihren Gesteinen und deren Bestandmassen viel Ähnlichkeit miteinander, so große, daß man ihre Entstehungsbedingungen für nahezu gleiche halten kann. Es sind zum weitaus größten Teil Schiefertone und feinkörnige Sandsteine, deren Gemengteile den Tonschiefern und Grauwacken des nahen Devon und Vordevon, besonders im älteren Obercarbon (Saarbrücker Stufe) entnommen wurden. Auch für das jüngere Obercarbon (Ottweiler Stufe) und das Unter-Rotliegende führen wir die Herkunft ihrer überwiegend aus Schiefertonen und Sandsteinen bestehenden Ablagerungen auf denselben Ursprungsort zurück. Nur die schon in der Ottweiler Stufe sich einstellenden granitischen, gneisigen, porphyrischen und feldspätigen Beimengungen weisen auf Einschwemmungen aus den krystallinen und granitischen Massen, wahrscheinlich der Vogesen bezw. des Schwarzwaldes, hin. Diese krystallinen Beimengungen verteilen sich in der Hauptsache auf die an sich sehr untergeordneten Konglomerate in der Ottweiler Stufe und im Unter-Rotliegenden. Die feldspätigen Sandsteine (Arkosen) treten in beiden Abteilungen, besonders aber im obersten Unter-Rotliegenden, in den Tholeyer Schichten auf. Keineswegs aber ist es so, daß die kristallinen Gemengteile

diese Konglomerate und Sandsteine allein zusammensetzen, im Gegenteil, sie bilden nur eine kleine Minderheit neben den sonst in ihnen herrschenden devonischen und vordevonischen (Kieselschiefer und schwarze Quarzite) Gesteinen. Die Tiefbohrungen am Potzberg (Pfalz) lassen allerdings erkennen, daß die Ottweiler Schichten hier erheblich reicher an Konglomeraten sind als sonstwo. Über Tag ist dasselbe der Fall.

Es ergeben sich sonach zwei Tatsachen als Entstehungsbedingungen des Obercarbons und Unter-Rotliegenden. Das ältere Obercarbon, die Saarbrücker Schichten, zeigen fast nur Gemengteile von devonischen und vordevonischen Schichtgesteinen, Ottweiler Stufe und Unter-Rotliegendes neben diesen in sehr untergeordnetem Maße noch solche von krystallinen Massengesteinen vom Südostrand des Saar-Nahe-Beckens. Die Einschwemmungen kamen zuerst nahezu ausschließlich von Nordwest, später ebenfalls daher, neben einer geringen Zufuhr aus Südost.

Hierbei ist immerhin hervorzuheben, daß nach den stratigraphisch am tiefsten reichenden Bohrungen im Saargebiet (Dudweiler) die ältesten Obercarbon-Schichten weitaus konglomeratischer Natur sind. In ihnen hätten wir sonach die ersten Abtragungen des bei der Auffaltung des Devon geformten varistischen Hochgebirges in das gleichzeitig oder eben vorher gebildete Saar-Nahe-Becken zu sehen.

Das Vorhandensein eines Hochgebirges im Bereich der Devonfalten sich in der weiteren Folge der Schichtanhäufung des Obercarbon und Perm vorzustellen wird schwer und sogar unmöglich, wenn man die fast tonigen, an Konglomeraten sehr armen Gesteine dieser Stufe betrachtet. Sie sprechen nicht für eine große Steilheit des devonischen Ufergebirges. Die vorwiegend tonig-sandigen Schichtgesteine des Saar-Nahe-Beckens, ihre Einlagerungen an Steinkohlen und der sie erzeugenden Landpflanzen, die, wenn auch kleine, Süßwassertierwelt und sonstige Eigenschaften sprechen dafür, daß das Saar-Nahe-Becken sehr flach, sehr seicht und stellenweise und zeitweilig bloß Sumpf und Waldmoor war. Eine nennenswerte Abtragung der Ufer durch Brandung (Abrasion) kann in diesem Becken nicht stattgefunden haben. Die mir bekannten 3 Aufschlüsse, in denen tonige, sandige und konglomeratische Ablagerungen des Unter-Rotliegenden dicht über den steilgestellten und aufgerichteten devonischen und vordevonischen Schiefern fast wagerecht lagern, zeigen an deren Oberfläche eine Neigung von 10—15° zur wagerechten. Die toneisensteinführenden Schiefertone der Lebacher Schichten liegen zwischen dem Ring und dem Kahlenberg bei Otzenhausen wagerecht auf den steil nach Nordwest einfallenden Quarziten.

Aus alledem geht hervor, daß das Saar-Nahe-Becken im jüngeren Carbon und Unter-Rotliegenden nur flache Ufer haben mußte und von keinem Hochgebirge an seinen Flanken begleitet war. Hat die Auffaltung des Schiefergebirges zu einem solchen, zu Alpen, geführt, so sind sie höchstwahrscheinlich schon vor dem jüngsten Obercarbon fast

abgetragen und erniedrigt worden[1]). Damit soll natürlich keineswegs das Vorhandensein von Felsklippen und Rippen am Ufer oder in diesem flachen Becken bestritten werden. Wenn auch Schiefer am Aufbau des Randgebirges in erster Linie beteiligt waren, so zeigen doch die groben quarzitischen Konglomerate der Kuseler Stufe am Littermont und in seiner Umgebung und das Auftreten vieler Meter mächtiger Konglomerate von Quarziten in den Kuseler und Lebacher Schichten von der Wadrill bis zur Idar, daß hier die Quarzite schon bloßlagen.

Vergleicht man das Bild, das heute ein sicher seit der jüngsten Tertiärzeit den Abrasionskräften der Meeres- oder Süßwasserbrandung entrückter Gebirgsrücken bietet, mit den Verhältnissen, wie sie in den seichten Süßwasserbecken des Carbon-Perm am Ufer und auf dem nahen Festland in den vorhandenen Ablagerungen erhalten sind, so fällt hier der gänzliche Mangel an Festlandschutt auf. Wir haben heute am Rand der Quarzitrücken mehrere Kilometer breite und über 10 m mächtige Ablagerungen von grobem ungeschichteten kantigen Schutt, und wir wissen, daß dieser sicher schon in der Diluvialzeit entstanden ist. Man ist berechtigt, nach dem Verbleib dieser Massen in der Carbon-Permzeit zu fragen, wenn das Ufer der flachen Becken ein Hochgebirge war. Sind diese Schuttmassen unter dem Spiel der Brandung (Abrasion) des Wassers dieser Becken in Torfe, Sande und Anhäufungen von Geröllen, Konglomeraten umgewandelt worden? Das erscheint bei der angeblich sehr geringen Wassertiefe — die Kohlenflöze reichen bis an den Rand der Becken — etwas schwierig. Auch diese Überlegung führt zu dem Schluß, daß, von einzelnen Klippen abgesehen, das Ufergebirge des Saar-Nahe-Beckens im jüngsten Carbon und Unter-Rotliegenden kein Hochgebirge war. Die varistischen Alpen waren, wenn überhaupt vorhanden, im jüngsten Carbon bereits verschwunden, ein großer Gegensatz in den Gefällsverhältnissen zwischen Uferrand und Becken bestand nicht mehr. Vielleicht hat das Becken selbst in jener Zeit eine Hebung, oder das Ufergebirge eine Senkung, erlitten, die zum Ausgleich der Gefällsverhältnisse führte. Das Übergreifen der oberen Kuseler Stufe über die zunächst älteren Schichtenreihen spricht dafür, ebenso die Tatsache, daß in einer Querlücke in dem Quarzitzug Kahlenberg-Ring bei Otzenhausen in der Zeit der Lebacher Schichten zwischen den dicht benachbarten steilen, heute noch teilweise über 120 m hohen Quarzithängen weder Schutt noch Konglomerate, vielmehr zarte, pflanzenführende Schiefertone mit Toneisenstein abgelagert wurden[2]). Für eine mit den oberen Kuseler Schichten beginnende Faltung, wie sie Herr van Werveke (Erläute-

[1]) Während die grauen Saarbrücker Schichten die Abschwemmungen aus einem unverwitterten Gebirge bekunden, deuten die mächtigen roten Ablagerungen der Ottweiler Stufe und des Unter-Rotliegenden auf eine starke Oberflächenverwitterung (Laterit) in dem Ursprungs- und Randgebirge des gefalteten Devon hin.

[2]) Von jüngeren Querstörungen, die dieses zungenartige Eingreifen der Schiefertone in den Quarzitrücken bewirkt haben könnten, berichten die älteren Untersuchungen nichts; sehr wahrscheinlich werden die Schiefertone seitlich von nördlich und nordwestlich verlaufenden Querverwerfungen begrenzt, also ein Quergraben.

rungen zu Bl. Saarbrücken, Straßburg 1906, S. 126) vermutet, fehlen vorerst greifbare Anhaltspunkte.

Wenn man nicht die Anschauungen über die gleichzeitige Seichtwasser- und Sumpfnatur des Saar-Nahe-Beckens verlassen will und die Möglichkeit vorherrschender und ausgedehnter starker Abrasions- und Brandungserscheinungen an seinem Ufer nicht für gegeben erachtet, dann bleiben Widersprüche gegen die Annahme eines Hochgebirges an Stelle des gefalteten Devons. Ein Ausweg wäre freilich in der Annahme gegeben, daß zwischen Unter- und Obercarbon, also unmittelbar nach der Faltung, die Abtragung der varistischen Alpen bereits erfolgt sei. Ihre Spuren wären für uns dann noch in der Tiefe des Obercarbons zu suchen.

Wie die Gefällsverhältnisse (Morphologie) sich gegen das Ober-Rotliegende änderten, wird weiter unten besprochen werden. Hier soll nur noch auf die Einteilung der Rotliegenden Schichten mit einigen Worten eingegangen werden. Ich verweise zunächst auf den Abschnitt »Rotliegendes« in den Erläuterungen zur 63. Lieferung der geologischen Spezialkarte (Berlin 1898), wo ich die geschichtlich gewordenen Änderungen angedeutet habe. Die dort von mir vertretenen Grundsätze für die Fassung des Begriffs »Ober-Rotliegendes« gelten auch heute noch. Sie gipfeln in der Tatsache, daß gegen Schluß der Tholeyer Stufe bedeutende Höhenbewegungen in unserem Gebiet eintraten, an die sich mächtige gang- und ergußförmige Ausbrüche von glutflüssigen Magmen anschlossen. Die so veränderten Ablagerungsbedingungen rechtfertigen zur Genüge den scharfen Schnitt zwischen Unter- und Ober-Rotliegendem an die Sohle der Söterner Porphyrtuffe und -konglomerate zu legen, um so mehr, als diese Schichten ungleichförmig auf den vorhergehenden lagern. Die Gliederung der Schichten bringt folgende Übersicht:

Ober-Rotliegendes Material aus Devon und einheimischen Eruptivgesteinen und übergreifende ungleichförmige Lagerung (Diskordanz) nach vorhergegangenen Lagerungsänderungen	Sandsteine und Schiefertone der Kreuznacher Schichten
	Konglomerate und Sandsteine der Waderner Schichten
	Porphyr-Tuffe und -Konglomerate der Söterner Schichten, zugleich Ausbruch der meisten eingepreßten und ergußförmigen Eruptivgesteine
Unter-Rotliegendes Material aus Devon, Granit, Gneis und Porphyr (Vogesen)	Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone der Toleyer Schichten
	Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone der Lebacher Schichten
	Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone der Oberen Kuseler Schichten

Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone der Oberen Kuseler Schichten (rc)

Während in der Mitte des Saar-Nahe-Beckens die Reihenfolge der Stufen regelmäßig ist, greifen am Nordwestrand die oberen Kuseler

Schichten über die untere Stufe hinaus auf das Devon über. Es sind in erster Linie graue, grobbankige, Konglomerate, mit denen die Reihe beginnt, grobe, gut abgerollte, dicke Gerölle von Quarzit, leicht verkittet durch tonig-sandiges Zerreibsel ähnlichen Ursprunges. Darüber folgen graue, bis dunkelgraue, dünnblättrige, oft schwefelkiesführende, zu gelbem Lehm verwitternde Schiefertone, die nach dem Hangenden mit grauen und gelben Sandsteinen aus devonischem Schiefer- und Quarzitmaterial wechseln. Die Konglomerate wiederholen sich in den Schiefertonen unter den an Sandstein reichen höheren Lagen, wie auch dünne Schiefertonstreifen zwischen den groben Konglomeraten auftreten. Weißer dünner Tonstein liegt als dünnes Bänkchen bei Wilzenberg über den Konglomeraten und kann seiner Ähnlichkeit mit den Tonsteinen der Oberen Sötener Stufe wegen als von zersetztem älteren Felsitporphyr herrührend betrachtet werden. Mehrere Flöze von unreiner und unbauwürdiger Steinkohle in 0,28 m, 0,42 m und 0,30 m Mächtigkeit sind nördlich von Eisen und südlich von Buhlenberg, in den Schiefertonen über dem Grundkonglomerat, erschürft worden.

Etwas abweichend von vorstehender Ausbildung zeigt sich die Stufe in der Mitte des Beckens an den Zuflußtälern der Blies (Südostecke der Karte) aus grauen Schiefertonen und feldspatreichen grauen und rotgrauen Sandsteinen (Arkosen) mit zahlreichen Geröllen von Quarz, Quarzit, quarzitischen Schiefern, Granit, Gneis, Quarzporphyr usw.) zusammengesetzt. Hier sind die im NW am Uferrand fehlenden Einschwemmungen aus dem SO-Randgebirge unverkennbar.

An Pflanzen wurden in der Nähe der Steinkohlen *Walchia piniformis* und *Alethopteris conferta*, an Tieren der kleine Muschelkrebs *Estheria* gefunden.

Die Mächtigkeit der Stufe mag 100 m etwas übersteigen, ist aber im S gegen die Beckenmitte viel höher. Die Verwitterung führt zu einem gelblich grauen, lehmigen, ziemlich schweren Boden, der im Bereich der Konglomerate naturgemäß sehr steinig wird. Die Quertäler der Traun, des Siesbaches, der Idar usw. liefern meist gute Entblößungen.

An nutzbaren Mineralien führt die Stufe bei Roschberg und Baltersweiler ein 3—14 cm mächtiges, daher kaum abbauwürdiges Steinkohlenflöz. Die Sandsteine des südlichen Verbreitungsgebietes werden zu rauhem Mauerwerk verwendet. Bei Roschberg wurde früher ein an Roteisen reicher Schieferton als Rötel zum Schreiben gewonnen.

Sandsteine und Schiefertone der Lebacher Schichten (rl)

Sie wird begonnen mit hellgelblichgrauen bis weiß gefärbten, plattigen bis bankigen, fein- bis grobkörnigen, meist glimmer- und mitunter geröllführenden bis 10 m mächtigen Sandsteinen, zwischen denen sich einzelne Streifen von Schiefertonen befinden. Im Hangenden der Sandsteine lagern die für die Stufe so bezeichnenden schwarzen, mehr oder minder sandigen, oft blättrigen Schiefertone, die, wie oben erwähnt, selbst wieder über ihre Unterlage zungenartig hinaus

in das Devon übergreifen. Sie schließen die berühmten Toneisensteine (mitunter kalkhaltig und dann Sphaerosiderit) ein, nieren- oder linsen-, auch wohl plattenförmige Knollen, die im Innern grau oder gelblichgrau sind, oft koprolithenartige Gebilde führen, und in den durch Berstung entstandenen strahligzackigen Hohlräumen nicht selten Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies, Kupferkies, Kalkspat usw. ausgeschieden enthalten. Spuren von Steinkohlen als schwaches, unbauwürdiges Flöz, auch da und dort eine graue dichte bituminöse Kalkbank, wurden beobachtet. Nach oben schließt ein hellgelber, glimmeriger, plattiger Sandstein die Stufe ab. Hervorzuheben ist, daß die Toneisensteine im südlichen Verbreitungsgebiet, etwa von Hofeld ab östlich, fast fehlen.

Die kalkigen Toneisensteine sind berühmt durch die reichen Funde an Sauriern, Fischen, Krebsen, Insekten und auch Pflanzen. Vornehmlich in den alten Tagebauen bei Schwarzenbach, aber auch bei Eisen, Otzenhausen usw. wurden gefunden an Land- und Süßwasserbewohnern:

Saurier: *Archegosaurus Decheni* Goldf.
» *latirostris* »
Fische: *Amblypterus macropterus* Ag.
Palaeoniscus vratislavensis Ag.
Xenacanthus Decheni Goldf.
Acanthodes Bronni Ag.
Koprolithen
Krebse: *Gampsonyx fimbriatus* Jord.
Estherien
Insekten: *Eugereon Böckingi* Dohrn.
Fulgorina Ebersi »
Pflanzen: *Walchia filiciformis* var. *brevifolia* Weiss.
Walchia piniformis Schloth.
» *linearifolia* Goepp.
Pflanzen: *Odontopteris subcrenulata* (Rost) Zeiller sp.
» *latifrons* Weiss.
Alethopteris praelongata Weiss.
» *brevis* Weiss.
Cyatheites subauriculatus Weiss.
Callipteris conferta (Sternb.) Brongn.
Asterophyllites grandis (Sternb.) Gein.
Schizopteris trichomanoides Göpp.
Sphenopteris Boeckingearia Weiss.
» *Cyratifolia* Göpp.
Lepidodendron posthumani Weiss.
Calamites major Brongn.
» *varians* Sternb.

Die Mächtigkeit der Schichtenreihe wechselt sehr, sie mag 100 m nirgends übersteigen, meist jedoch erheblich darunter bleiben und scheint sich nach NO stark zu verringern. Die unteren Sandsteine werden meist bis 10 m mächtig. Im S des Kartengebietes dürfte die Mächtigkeit der Stufe 300 m überschreiten.

Die sehr dünnschichtigen Schiefertone verwittern sehr leicht zu einem sehr tonigen schweren, die Sandsteine nicht minder leicht zu einem mittelschweren bis leichteren Boden.

Ihre leichte Bearbeitungsfähigkeit erleichterte ihre Verwendung als Haustein im Hochbau. Die kalkigen Toneisensteine wurden Jahrzehnte lang in vielen Tagebauen, besonders bei Schwarzenbach, Braunshausen, Otzenhausen usw. gewonnen und auf Eisen verhüttet, von dem sie im Mittel 25 % Roheisen lieferten. Kohlenspuren fanden sich in mehreren Zentimetern bei Oberkirchen. Am Dornbesch, südöstlich Grügelborn, steht ein schwarzer, kohlehaltiger Schieferton von braunschwarzem Strich an. Er wurde früher als sog. schwarze Kreide gewonnen und verwendet.

Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone der Tholeyer Schichten (rt, früher Obere Lebacher Schichten)

Die Stufe setzt sich zusammen zutiefst aus grauen Konglomeraten und Sandsteinen, höher aus rotbraunen, selten grüngrauen Schiefertonen mit vereinzelten sandigen Zwischenlagen als zweites Glied und rötlich grauen bis hellgrauen, fein- bis grobkörnigen, mürben, wenig gebundenen und zerreiblichen, grobkantigen Sandsteinen als oberes Glied. Die Verteilung der 3 Hauptgesteine bleibt übrigens nicht überall gleich; die oberen Sandsteine fehlen öfters. Die Sandsteine (Arkosen z. T.) bestehen aus Quarz, Feldspat, weißem Kaolin oder hellgrünen Schiefer- und Phyllitbröckchen; Glimmer ist spärlicher vorhanden. Sie nehmen Tongallen und Gerölle auf und gehen in grobe Konglomerate über. Als Gerölle stellen sich neben vorherrschenden devonischen Gesteinen (Quarzit, Quarz, Phyllit, Schiefer) auch Granite, Gneise, Felsitporphyre u. a. ein. Diese Beimengungen verraten neben dem Feldspat teilweise eine Zufuhr des Materials aus SO (Vogesen) und sind naturgemäß am NW-Rand des Rotliegenden spärlicher als in der Mitte des Beckens. Das südliche Verbreitungsgebiet beherbergt abweichend vom nördlichen auch graue Schiefertone, in denen bei Oberkirchen sogar 2,5 cm Steinkohle beobachtet wurde.

Nur selten wurden Pflanzenreste, und zwar Calamiten und Kieselhölzer, gefunden, bei Idar auch Zapfen und Zweige von *Walchia filiciformis*.

Die Mächtigkeit der Abteilung wechselt ebenfalls sehr; gegen die Mitte, d. h. im S des Verbreitungsgebietes bei Obertal (Blies) mag sie 100 m übersteigen, am NW-Rand auf 80 m und 60 m und hier im Weiterstreichen nach NO bei Idar auf 30 m herabgehen.

Die Schiefertone verwittern zu einem schweren, zähen Ton, die Sandsteine zu einem ziemlich leichten bis mittelschweren Boden.

Die geringe Bindung der Sandsteine verbietet eine Verwendung im Hochbau. Sie dienen örtlich als Bausand, als Zuschlag (Magermittel für Schiefertone) bei Ziegelherstellungen. Die Schiefertone sind zur Backstein- und Ziegelbrennerei gut verwendbar. Manche dunkelroten, sandfreien Lagen wurden früher als rote Kreide zum Schreiben benutzt.

Ober-Rotliegendes

Ein jäher Wechsel vollzieht sich über den Tholeyer Schichten. Statt der ruhigen Aufeinanderfolge von Schiefertonen und Sandsteinen, nur ab und zu unterbrochen von gröberen Einschwemmungen aus dem Devon und dem südöstlichen Randgebirge, stellen sich plötzlich schüttige, kantige, gerollte und feingeschlammte Aufhäufungen von Felsitporphyrbrocken ein, dann und wann auch untermischt mit roten Konglomeraten devonischer Herkunft. Dann legen sich über diese mächtigen Schuttmassen hunderte von Metern stark lavaartige Ergüsse von Porphyriten und Melaphyren bei fortdauernder, wenn auch geringer Zufuhr von konglomeratischem Material des Devons und der Porphyre,

und zu oberst folgen abermals hunderte von Metern groben ungeschichteten kantigen Schuttes aus dem Devon oder in der Mitte des Nahebeckens untermischt mit Rollmaterial der neu entstandenen Lavaergüsse. Erst allmählich nehmen diese Aufschüttungen wieder feineres Korn an, gehen in Sandsteine über und schließlich in Schiefertone.

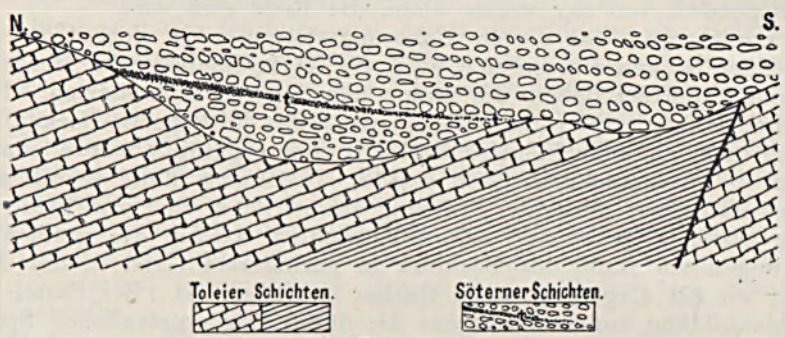


Fig. 1.

Als Ursache dieser plötzlichen und tiefgreifenden Änderungen müssen wir zwei katastrophenartige Erscheinungen ansehen:

1. Die Heraushebung des devonischen Randgebirges in Verbindung mit einem Absenken und, wie es scheint, einer leichten Faltung der eben gebildeten carbonisch-permischen Schichten.
2. Das Auf- und Empordringen mächtiger glutflüssiger Massen aus dem Innern der Erde in die Klüfte der Gesteine und zwischen ihre Schichten, aber auch an die Oberfläche unter Bildung mächtiger Kuppenberge und ausgedehnter Lavadecken übereinander.

Welcher Art die Bewegungen am Rand und im Innern des Saar-Nahe-Beckens im einzelnen waren, läßt sich im einzelnen nicht übersehen. Ich will es auch noch dahingestellt sein lassen, ob das devonische Randgebirge eine senkrechte Bewegung nach oben oder das Becken selbst eine solche nach unten machte, oder ob beides vor sich ging. Nur die gegenseitige Verschiebung steht fest. Es läßt sich wohl annehmen, daß die Emporhebung des Devons an alten vorobercarbonischen Spalten einen seitlichen Druck auf das Unter-Rotliegende ausübte, der dieses in flache Sättel und Mulden legte und seine Ränder mit in die Höhe zog. Ob aber tatsächlich mit Beginn des Ober-Rotliegenden eine, wenn auch schwache, Faltung schon stattgefunden hat? Längsbrüche, Schichtenaufrichtungen, Spaltenbildungen sind unbedingt sicher, und wenn man das Maß der Aufwölbungen des Unter-Rotliegenden in Vergleich zu denen stellt, die das Ober-Rotliegende nach seiner Ablagerung und vor derjenigen des Buntsandsteins erlitten hat, dann scheint eine ältere Faltung des Unter-Rotliegenden immerhin wahrscheinlich. Die talartige Verbreitung des Ober-Rotliegenden, die sich aus den zahlreichen Tiefbohrungen links der Saar und in Lothringen ergibt, macht die Annahme einer vorherigen Faltung des Obercarbons

fast zur Notwendigkeit. Sie würde ermöglicht werden, wenn der sich hebende Devonteil keilförmig nach oben gestaltet war, seitlich preßte und die Ränder des Beckens mit in die Höhe zog. Unter allen Umständen tritt aber eine Faltung am Schluß des Unter-Rotliegenden nicht so unzweifelhaft in die Erscheinung als diejenige am Schluß des Ober-Rotliegenden, von der weiter unten die Rede sein wird.

Gleichzeitig mit diesen Lagerungsstörungen in dem Unter-Rotliegenden-Becken müssen sich nach der Tiefe Spalten zum Herde der Magmen geöffnet haben, die diesen den Austritt erleichterten. Diese Spaltenöffnung wird verständlicher, wenn das Rotliegende-Becken nach unten nicht auf eine kleinere Breite zusammengepreßt wurde, sondern wenn es auseinander gerissen wurde. In diesem Falle würde allerdings statt einer seitlichen Pressung ein seitlicher Zug und keine Faltung zustande gekommen sein. Tatsächlich fanden die größten Bewegungen am Rand des Beckens, in geringerem Grad in der Mitte statt, wo die Lagerung meist flacher geblieben ist. Bei Sattel- und Muldenbildung konnten übrigens die durch Zug entstandenen Spalten neben den Zusammenpressungen gleichzeitig entstehen.

Die Art der Bewegungen, die das Unter-Rotliegende erlitt, mag noch unklar sein; sicher ist, daß das devonische Randgebirge in die Höhe rückte und ein wirkliches Hochgebirge neben dem Rotliegend-Becken bildete. Aber auch dieses wurde durch die aufdringenden glutflüssigen Massen in sehr erheblicher Weise aufgefüllt, erhielt mächtige Kuppen und Dome und lang sich hinziehende, tafelartige aufeinanderfolgende Lavadecken. Aber das devonische Randgebirge muß sie dennoch überragt haben. Da vogesisches Gesteinsmaterial in dem gesamten Ober-Rotliegenden fehlt, so muß angenommen werden, daß das südöstliche Randgebirge relativ abgesunken ist und keine besonderen Erhebungen mehr bildete. Die glutflüssigen Massen entwickelten sich im Nahegebiet am mächtigsten und nahmen nach SO zu bald ab, erreichten aber dennoch den heutigen Rheintalrand und den Sockel der Nordvogesen. Ihre Breite berechnet sich auf 80—90 km. In der Länge sind sie nachgewiesen vom Moseltal in Lothringen bis in die Wetterau, nordöstlich von Frankfurt.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen soll auf die einzelnen Schichtenreihen etwas näher eingegangen werden.

Porphyrtuffe und Konglomerate der Söterner Schichten (rs)

Die erste Neubildung im Anschluß an die katastrophalen Verschiebungen in der Erdrinde muß in der Entstehung der Felsitporphyre gesehen werden. An etwa 6 Orten innerhalb des Saar-Nahe-Beckens traten aus der Tiefe sehr kieselsäurereiche, an Krystallausscheidungen jedoch arme Magmen von niedrigem Eigengewicht aber sehr hoher Schmelzwärme an die Oberfläche, bildeten mächtige, kuppenförmige längliche Erhebungen von mehr als 100 m und erstarrten alsbald. Das Magma wurde nicht nur in die Schichten hineingepreßt, sondern vor allem an die Oberfläche gebracht und hier aufgetürmt. Ob diese noch überall Wasserbedeckung hatte, kann noch nicht klar

übersehen werden; wahrscheinlich erfolgten jedoch die Porphyrergüsse in der Nähe der flachen Wasserbedeckung, denn da und dort dauerte die Einschwemmung von devonischem Material, wenn auch in sehr geringem Maß, noch fort. Auch die Schlämmung des Porphyrschuttes läßt auf die Mitwirkung von Wasser schließen. Am Fuß und äußeren Rand der neu entstandenen Porphyrberge begann alsbald das Zerfallen und Abbröckeln des Gesteins und damit die Bildung der Schichtenreihe. Am N-Rand des Beckens, örtlich beschränkt auf die Strecke von Eisen bis Achtelsbach und von Niederbrombach über Rötsweiler bis Algenrodt traten in den Obersten Tholeyer Sandsteinen bereits einzelne Porphyrgerölle auf. Auf ihnen lagerten sich etwa 10 m mächtige braunrote Quarzitkonglomerate mit Zwischenlagen von Sandsteinen und Schiefertonen und noch höher feinere Porphyrtuffe mit einzelnen Geröllen von Porphyr selbst und Quarzit. Hier erfolgte sonach, und zwar ziemlich entfernt von den Porphyrbergen, eine Einschwemmung von devonischen Gesteinen zu Beginn und während der Söterner Schichtenreihe.

Im Ganzen gliedert sich diese in die gröberen und feineren Porphyrkonglomerate und die feineren dünnschichtigen Porphyrtuffe als feinere Abschlämmassen des Muttergesteins. Erstere beschränken sich in der Hauptsache auf die Nähe der Porphyre, die feineren Tuffe dagegen reichen viele Kilometer weit in die Umgebung und nehmen auch nach oben an Bedeutung zu, offenbar im Zusammenhang mit der fortschreitenden Bedeckung der Porphyrberge.

Die Konglomerate bestehen in der Nähe des Muttergesteins aus meist mehr oder minder eckigen oder auch kantenrunden Brocken, zwischen denen feineres Zerreibsel die Hohlräume ausfüllt. Weiter, d. h. kilometerweit von dem Muttergestein entfernt, nehmen die Brocken runde Formen als Zeichen der Rollung an, und so entstehen aus den randlichen, mehr trümmerartigen (Breccien) Gesteinen echte Konglomerate. Während in ersteren die Schichtung oft fehlt oder undeutlich bleibt, nimmt sie in den Konglomeraten durch Wechsel in den Korngrößen zu und zeigt eine nach außen gerichtete Neigung, entsprechend dem Gehängeschutt an jedem steilen Gehänge. In den Trümmer- und auch in den Konglomeratbildungen treten einzelne Kubikmeter große, nur kantenrunde Blöcke von Porphyr auf. Als seltene Beimengungen trifft man in den Konglomeraten hellgraue und weiße Quarzite (Taunusquarzit), schwarze Quarzite, Brocken von rotem und grauem Schieferton, von grauem, glimmerigem Sandstein und Konglomerat, also Gesteinen aus dem nahen Unter-Rotliegenden und ganz selten solche von Eruptivgesteinen des letzteren.

Am W-Rande der Nohfelder Porphyrmasse fehlen die Konglomerate auf großen Strecken. Sie sind hier wahrscheinlich durch jüngere Abtragung entfernt worden. Im übrigen ist ihre Verteilung sowohl nach der Mächtigkeit wie nach Ausdehnung verschieden.

Die Porphyrtuffe, auch Tonsteine genannt, sind mehr oder minder feinkörnige, dünngeschichtete, dünnplattige bis bankige, entweder feste oder weiche, dann kaolinische Gesteine von weißer, hellgrauer, hell-

grünlicher oder rosenroter Färbung. Kleine Bruchstücke von Phyllit und Quarzit verursachen grünliche Färbungen in der sonst ausschließlich aus feinem Porphyrzerreibsel und Kaolin bestehenden Masse. Stärkere devonische Beimengungen in Form von 5—10 m mächtigen Quarzitkonglomeraten liegen bei Obersötern am Rotenberg unter den roten Porphyrtuffen.

In der Wittlicher Senke zeigt sich als tiefstes Glied des Ober-Rotliegenden am SO-Rand zwischen Ürzig und Platten an der Lieser über einem nur wenige Meter mächtigen Konglomerat von eckigen Quarz-, Quarzit- und Schieferbrocken ein zumeist aus kleinen eckigen Brocken von Porphyr bestehendes Trümmergestein von roter Farbe. Bruchstücke von Quarz, Quarzit und Schiefer sind beigemengt und das Ganze durch feines Porphyrzerreibsel, örtlich wohl auch durch Quarzit verkittet. Es unterliegt keinem Zweifel, daß hier in dem gleichen Zeitraum ähnliche Verhältnisse wie an der Nahe herrschten: Ausbrüche von Felsitporphyren und Bildung von Schuttmassen am Rand der Kuppen, während die Ablagerung von devonischem Schutt bereits begonnen hatte und später noch fortdauerte. Der Porphyr selbst ist in der Wittlicher Senke in die Tiefe gesunken und von jüngeren Schichten überdeckt.

In der Mächtigkeit besteht starker Wechsel; südlich von Birkenfeld mögen die Konglomerate über 100 m erreichen, 5—6 km vom Porphyr entfernt, fehlen sie meist ganz. Von den Tuffen ist die größte Mächtigkeit am Rotenberg bei Sötern mit rund 60 m bekannt. Wenn sie auch weit über 30 km und mehr vom Porphyr aus noch zu treffen sind, so rückt ihre Mächtigkeit doch in solchen Fällen auf wenige Meter herab. Östlich von Freisen, am S-Rand der Lavadecken, fehlt sie gänzlich.

Im allgemeinen bilden die Konglomerate die Unterlage der deckenförmigen basischen Laven (Porphyrite und Melaphyre); es sind jedoch auch Fälle bekannt, wo sie zwischen zwei Porphyritlaven (zwischen Namborn und Heisterberg) oder sogar auf Melaphyr (zwischen Birkenfeld und Ellweiler) lagern. Die Porphyrkuppen scheinen demnach die basischen Laven an deren Rand manchen Orts noch überragt zu haben. Die Tuffen liegen sowohl unter den Laven als auch, wenn auch seltener, über ihnen und daher wurde früher von einem unteren und einem oberen Tonstein gesprochen, ohne daß wesentliche stoffliche Verschiedenheiten diese Unterscheidung nötig gemacht hätten.

Spuren von Lebewesen sind in den Söterner Schichten unbekannt.

Bei der Verwitterung entsteht aus den an sich eisenarmen und wenig gefärbten Gesteinen mehr oder minder durch kleine Quarzbeimengungen ein unreiner Kaolin oder Ton, also ein schwerer Boden. Indes geht die Umwandlung sehr langsam vor sich, und die Porphyrkonglomerate ergeben an der Oberfläche einen steinigen, wenn auch der starken Kaolinbeimengungen wegen wenig durchlässigen Boden.

Wenngleich das ebenfalls kaolinisch verwitternde Muttergestein in der Herstellung von Steingut und Porzellan usw. sehr geschätzt ist, haben die Porphyr-Konglomerate und -Tuffe keine Verwendung

in dieser Richtung gefunden. Örtlich werden sie auf Straßendecken verwendet.

Konglomerate und Sandsteine der Waderner Schichten (rw)

Wir haben gesehen, daß die Zufuhr von devonischem Material örtlich entweder unmittelbar vor oder mit Absatz der Söterner Schichten begann und in ihnen (bezw. zwischen ihnen) fortgedauert hat. Sie setzt über den Söterner Schichten nun noch besonders stark ein, wie die Verhältnisse an der mittleren Nahe unterhalb Oberstein bezeugen. Danach bin ich berechtigt, die Söterner Schichten nur als eine stofflich abweichende, durch die Nähe der Porphyre bedingte Bildung von Schutt zu betrachten, die mit der Hebung der devonischen Ufer ihren Anfang nahm. Die Annahme, daß die Söterner Schichten die Sohle der Waderner bilden, wäre dahin zu berichtigen, daß sie nur eine östliche Abweichung der tieferen Waderner Stufe darstellen. Das trifft selbst in der Wittlicher Senke zu. Sobald die Porphyrberge mit ihrem Schutt zugedeckt waren, hörte an ihnen die Schuttbildung auf, und die überdeckenden Gesteinstrümmer wurden in der Folge aus dem überragenden devonischen Randgebirge und aus dem neugebildeten Lavadecken des Beckens selbst genommen. Die Einebnung dieser letzteren vollzog sich ebenfalls schnell, und so herrschte alsdann die Schuttzufuhr aus dem Devon allein.

Da, wo wie im W des Beckens zwischen der Saar und Prims die Porphyre und ihre Schuttmassen nicht vorhanden sind, dauerte die Ablagerung devonischen Materials ohne Unterbrechung an.

Der allgemeinen Beschaffenheit nach hat man es hier mit fast ausschließlich rotbraunen, ziemlich lockeren und wenig gebundenen Massen zu tun, die vorwiegend aus eckigen, höchstens kantenrunden, kleineren und größeren Brocken von Quarzit und weißem Quarz bestehen. Als Zwischenmasse oder Bindemittel sind rotbrauner, rauher, eckiger Quarzsand oder kleine Quarzsplitter vorhanden. Alles, selbst die weißen Quarze, sind mit einer sehr dünnen Haut von Roteisen überzogen. Unmittelbar am äußeren Rand des Verbreitungsgebietes sieht man nur selten eine Schichtung. Die feinerkörnigen Teile sind von den gröberen kaum getrennt. Je weiter man sich aber gegen SO bewegt, desto eher sondern sich einzelne feinerkörnige und sandige Lagen inmitten der gröberen ab und fallen nach SO schwach ein. Auch die Rundung der größeren Quarzbrocken nimmt gegen das Innere des Rotliegenden etwas zu, ohne indes die Form eines wirklichen Gerölles je ganz zu erreichen. Die Konglomerate verdienen daher da, wo sie nur aus quarzitischem und quarzigem Gestein bestehen, eher den Namen eines Trümmergesteins, einer Breccie. Da wo sich in ihrer Nähe gegen die Beckenmitte die Lavadecken der Melaphyre und Porphyrite auftürmten, tragen diese natürlich zum Schuttmaterial bei. Man findet daher vielfach, und zwar in diesem Falle meist wirkliche Rollstücke und große Blöcke von Melaphyr und Porphyrit den Quarziten beigemengt (Oberstein). Die Beteiligung der Eruptivgesteine kann sich bis zu wirklichen Melaphyr-, Porphyrit- oder Porphyr-Konglo-

meraten steigern. Seltenheiten sind Gerölle von Kieselhölzern und Achat.

Die Größe der einzelnen Brocken unterliegt starken Schwankungen; solche bis zu Kubikmeter fehlen nicht. Vielfach führt gegen das Beckeninnere zu das Konglomerat ein kalkig-dolomitisches Bindemittel, das in reicherem Maße wohl auch zur Verfestigung des Gesteins beiträgt. Ebenso kann auch bei Anreicherung des Roteisens eine Verkittung eintreten.

In den linksseitlichen Zuflüssen der Leuk bei Saarburg oberhalb der Stadt am Katzener Bach und bei Perdenbach und Trassen sind über dem Hunsrückschiefer rotbraune, grobe, meist nur locker gebundene, kantige, selten kantenrunde Trümmer von rotgrauem Quarzit, Milchquarz und etwas Tonschiefer aufgeschlossen. Bei Perdenbach tritt darin ein gelber, körniger Dolomit als dünne Bank von 0,30 m auf. Nach dem Hangenden zu nehmen die Quarzitbrocken feineres Korn und etwas mehr Rundung an. Überlagert werden die trümmerigen und konglomeratischen Gesteine von mehr sandigen Schichten und echten Sandsteinen, die nach oben in rotbraune Schiefertone übergehen. Die Ablagerung ist von geringer Ausdehnung und nach Westen zu an einer Süd-Nord-Störung in die Tiefe gesunken.

Ebenfalls aus undeutlich geschichteten Trümmern von Quarzit, Grauwacken, Quarz und Tonschiefer besteht das Ober-Rotliegende bei Trier und zwischen Ruwer und Kenn, das zu den gleichbeschaffenen Ablagerungen in der Wittlicher Senke überleitet. Auch stellen sich nach oben sandige Lagen und damit Schichtung und Übergang zur oberen Stufe des Ober-Rotliegenden ein. Unter den Gemengteilen der Konglomerate finden sich mitunter Diabase. Das spärlich verteilte Bindemittel der meist sehr lockeren Gesteine besteht aus einem dünnen Überzug von Roteisenerz, hin und wieder bankweise auch aus Dolomit.

Das nördlichste Vorkommen von Ober-Rotliegendem ist bis jetzt am Gladbach beim gleichnamigen Dorf im Salmgebiet bekannt. Es sind dieselben rotbraunen, z. T. dolomitischen Konglomerate und Sandsteine, und wie überall unregelmäßig in der Wagerechten verteilt entsprechend den Schluchten und Tälern jener Zeit. Wahrscheinlich sind derartige, scheinbar zusammenhangslose Vorkommen am und im linksrheinischen Schiefergebirge (Malmedy-Stavelot) noch vielorts vorhanden und durch Trias überdeckt.

Versteinerungen fehlen im Kartenbereich gänzlich. Die Mächtigkeit der trümmerigen und konglomeratischen Schichten schwankt naturgemäß sehr. Von den Porphyrkonglomeraten abgesehen, ergeben sich in der Wittlicher Senke nach der Tiefbohrung bei Altrich mehr als 200 m und im Süden bei Wadern mehr als 250 m Gesamtmächtigkeit. An der mittleren Nahe unterhalb Oberstein wird man mit mehr als 500 m Mächtigkeit rechnen müssen.

Die Art der Verbreitung der Schuttmassen zwingt zu einigen Bemerkungen. Aus den bei Saarhölzbach gemachten Beobachtungen, aus Tiefbohrungen links der Saar und in Lothringen, aus dem Auf-

treten zwischen St. Wendel und Birkenfeld und a. a. O. muß ich schließen, daß die Schuttmassen enge Schluchten, talartige, schmale Senkungen wie breite Mulden ausfüllen und das tiefere Gehänge und den Fuß von Kuppen und Klippen mantelförmig umgeben und einhüllen. Ihre kantigen Formen, ihr häufiger Mangel an ausgesprochener Schichtung, das Vorkommen von, der Neigung des Abhanges folgenden Unterbrechungs- und Schichtflächen stempelt die Gesteine der Stufe zu echtem Schutt, wie wir ihn vielfach heute im Hochgebirge am Fuß von Felsen, Klippen und Steilhängen sehen, und wie er als Folge der Schwere, der Absonderung, des Spaltenfrostes sich aufhäuft (trockene Schuttbildung). Das Bild wird etwas anders, wenn man in einigen Kilometern Entfernung vom Uferrand steht. Die eckigen Brocken nehmen eine leichte Rundung an, es stellen sich Sandlagen, ja sogar Schiefertone und damit wagerechte Schichtung ein, dolomitisches Bindemittel verkittet mitunter die einzelnen Trümmer. Das sind wohl Zeichen einer Umlagerung des meist auf trockenem Wege entstandenen Gehängeschuttes in regelmäßige Schichten, also Zeichen einer Ablagerung unter Wasser. Sie vermehren sich nach oben durch Zurücktreten der groben Trümmer, Zunahme des Sandes und der Tone und durch Aufnahme von Lebewesen.

Aus diesen Betrachtungen heraus möchte ich annehmen, daß das Ober-Rotliegende am Rand eines flachen Wasserbeckens, teils am Fuße eines hochgebirgigen Festlandes, als trockener Gehängeschutt, teils im benachbarten Becken zu Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen umgelagert wurde. Der Überzug von Roteisenerz und dessen überaus gleichmäßige, wenn auch geringe Verbreitung läßt auf starke Verwitterung der Muttergesteine, wie wir ihr in Wüsten und Tropen als Laterit begegnen, schließen. Es lag angesichts des Mangels an ausgesprochener Schichtung in den Randgebieten und wegen der kantigen Beschaffenheit der Brocken eine Glazialbildung etwa nach Art der Grundmoränen im Ober-Rotliegenden vor. Indes spricht der allmähliche Übergang in geschichtete und nach Korngröße gesonderte Ablagerungen entschieden gegen eine Beteiligung des fließenden Eises. Auch der Vergleich mit jugendlichen Schuttmassen, wie wir sie am Rand der Quarzitrücken haben, lehnt eine diesem Quarzitschutt gleiche Entstehung in der Hauptsache ab. Der junge Quarzitschutt ist in Entfernung von mehreren Kilometern vom Anstehenden noch vollkommen schichtungslos und ein wirres ungesondertes Gemenge von sehr groben kantigen Quarzitbrocken mit schwach lehmigen Verwitterungsmassen.

Sandsteine und Schiefertone der Kreuznacher Schichten (rk)

Stofflich weichen diese Gesteine von dem Trümmerwerk der Waderner Stufe in der Hauptsache nur durch die geringere Korngröße ab, und da Konglomerate hier öfters wiederkehren, so wird die Abgrenzung nach unten örtlich mehr oder minder willkürlich. Indem die Konglomerate nach oben allmählich weniger werden, die sandigen Lagen dagegen an Mächtigkeit und Häufigkeit zunehmen, vollzieht sich ein sehr allmählicher Übergang zwischen beiden Schichtenreihen.

Mit dem Verschwinden der Konglomerate werden tonige Schichten häufiger und mächtiger. Die Sandsteine und Schiefertone behalten die braun- bis violettrote Farbe der Konglomerate bei. Doch gibt es auch weiße und gelbe Färbungen. Das Korn der Sandsteine ist meist fein (zwischen 0,05 und 0,5 mm), rund, mit einem dünnen Häutchen von Roteisen überzogen und besteht vorwiegend aus Quarz; seltener sind Feldspat, Kaolin und Glimmer. Bindung und Festigkeit sind gering; die meisten Sandsteine lassen sich zerreiben und sind mürbe. Wenn kalkiges oder dolomitisches Bindemittel vorhanden ist, werden die Sandsteine fest. Rote Tongallen sind in den transversal geschichteten Sandsteinen häufig. Äußerlich bezeichnend sind bei ihnen im Gegensatz zum Buntsandstein die vermutlich auf Enteisenung beruhenden weißen Flecken.

Damit komme ich auf das Schlußergebnis dieser großen Abtragung der neugebildeten Erhebungen während des Ober-Rotliegenden. Bis auf wenige Erhebungen von Taunusquarzit bei Mettlach und Sierck mußte wohl vor Ablagerung des nun folgenden Buntsandsteins das neu entstandene Hochgebirge im wesentlichen sein Aussehen als solches verloren haben. Entweder wurde es, abermals sinkend, gegen Ende der Bildungszeit der Sandsteine und Schiefertone von diesen eingeebnet und bedeckt oder durch Abtragung erniedrigt und verflacht. Hierbei gehe ich von der schon früher betonten Wahrscheinlichkeit aus, daß die obersten Schichten des Ober-Rotliegenden im allgemeinen zeitlich den als Unterer Buntsandstein in den Nordvogesen bezeichneten Ablagerungen gleich stehen. Beide ähneln sich in den Gesteinsfolgen, in dem permischen Alter (Zechsteinfunde von Albersweiler) und im Alter des Hangenden und Liegenden. Es liegt kein Grund vor, diese Gleichstellung nicht auch auf die in der Wittlicher Senke vorkommenden Sandsteine und Schiefertone auszudehnen.

Die Mächtigkeit der Schichtenreihe muß nach dem Bohrloch zwischen Wittlich und Altrich auf mehr als 400 m geschätzt werden. Wie die unterlagernde Schichtenreihe kann auch diese auf ältere Schichten übergreifen. Der Fall ereignet sich indes nicht oft und könnte auch wohl durch geringere Erhebung der Randgebirge erklärt werden.

Die Sandsteine geben bei der Verwitterung einen mäßig schweren Sandboden, die Schiefertone dagegen einen fast tonigen Boden. Beide zerfallen leicht und rasch. Versteinerungen sind im Kartengebiet unbekannt.

Lagerung des Rotliegenden

Hier muß aus leicht ersichtlichen Gründen zwischen der unteren und oberen Abteilung unterschieden werden, weil beide durch starke Störungserscheinungen getrennt sind. Das Wesentliche in der Lagerung geht bereits aus den einleitenden Bemerkungen zu den Abschnitten Unteres Rotliegendes und Oberes Rotliegendes hervor.

Das Unter-Rotliegende wurde wie das Obercarbon in einem flachen Becken (Tasche) abgesetzt und gegen das Ende von starken Störungen

heimgesucht, die wahrscheinlich infolge seitlichen Druckes zu einer flachen Faltung (Sattel und Mulden) führten. Hierbei wurde der Nordwestrand des Beckens mit hochgezogen, so daß er heute mit 15—35 Grad im allgemeinen nach SSO geneigt ist. Dies gilt aber nur für die Nähe des Devonrandes. Gegen SO wird die Neigung geringer und von Nunkirchen a. Prims über Mettnich nach Sötern, und weiter nach einer leichten Umbiegung nach S über Dienstweiler auf Oberstein zu verläuft die Achse einer Mulde (Synklinale). Südlich dieser Linie, in der eine flache söhlige Lagerung besteht, heben sich die Schichten des Unteren Rotliegenden wieder in die Höhe bis in die Nähe des sogenannten Pfälzer Sattels, der außerhalb des Kartenbereichs verläuft. Wir haben also in diesem größeren und flacher liegenden Teil eine Neigung nach NW—NNW und zwar von 5—15 Grad. In der Nähe der Porphyre wurden vielfach stärkere Neigungen festgestellt. Etwas nördlich von dieser Mulde läßt sich eine streichende Störung verfolgen. Eine aus der Gegend von Wadrill über Otzenhausen, Eisen, Traunen gegen Feckweiler bei Birkenfeld gerichtete, wahrscheinlich nach NW einfallende Störung läßt das Rotliegende nach S zu abbrechen. Mit ihr vereinigt sich bei Eisen eine andere, von Wadern herkommende, die die gleiche Wirkung hat. Südlich an diese Störung schließt sich bei Achtelsbach-Traunen eine kurze Sattelung an, die sich mehrorts durch NW-Einfallen bemerkbar macht. Bei Lockweiler a. d. Prims wird im Ober-Rotliegenden eine Sattelung durch H. Grebe angegeben, und aus den Gebirgsschnitten ist ersichtlich, daß südlich und östlich von Wadern in den Tholeyer Sandsteinen und den ihnen auflagernden Ergußmelaphyren und Waderner Schichten eine Sattelung vorhanden sein muß. Die Sattelachse (Antiklinale) fällt mit der von Lockweiler wahrscheinlich zusammen und liegt nur einige Kilometer nördlich der erwähnten Muldenachse (Synklinale) Nunkirchen-Mettnich-Sötern. Es ist nicht von der Hand zu weisen, daß die Wadener Sattelung mit dem Schiefergebirgsrücken Alzingen-Düppenweiler in ursächlicher Verbindung steht. Ob das Alter der Sattelung an den Anfang oder Schluß des Unter-Rotliegenden fällt muß vorerst noch unentschieden bleiben.

Im nördlichen Weiterstreichen trifft man bei Rötsweiler auf eine streichende Störung, die über Idar weiter auf Berschweiler und Kirn gerichtet ist und das nördlich von ihr gelegene Gebirgsstück emporhebt. Von ähnlicher Wirkung im Südostflügel der Nahemulde ist die annähernd streichende Störung Bliesen-Mauschbach-Roschberg-Seitzweiler. Im Ganzen würde also das Gebirgsstück zwischen der Bruchlinie Wadrill-Eisen-Feckweiler und der zuletzt erwähnten, im wesentlichen die Muldenachse und ihren flachen Südostflügel einbegreifend, gegen die Ränder eingesunken sein.

Zahlreiche Querverwerfungen verbinden diese streichenden, schneiden an ihnen ab oder setzen an ihnen weiter. Kleinere Sattelungen lassen sich mitunter feststellen, z. B. in den Lebacher Schiefertonen am Bahnhof Nonnweiler. Von den meisten dieser Verwerfungen läßt der Verwurf des Ober-Rotliegenden deutlich erkennen, daß sie jünger als

dieses sind. Anscheinend besteht zwischen den streichenden Störungen der Waderner Gegend und dem grabenartigen Einbruch des Buntsandsteins von Losheim eine räumliche Verbindung. Ob sie durch Beobachtungen belegbar ist, bedürfte einer Nachprüfung. Vorerst scheinen mir die bisherigen Erfahrungen noch nicht hinreichend, ein nachtriadisches Alter aller der hier erwähnten Störungen sicher zu stellen.

Als unbedingt sicher erwiesen müssen aber Störungen im Unter-Rotliegenden und Obercarbon vor Ablagerung der großen Schuttmassen betrachtet werden. Die Aufschlüsse am Bahnhof Birkenfeld und in einem Steinbruch bei Alsfassen (St. Wendel) beweisen, daß nicht bloß Schichtenaufrichtungen, sondern auch streichende, nach NW einfallende Verwerfungen stattgefunden haben.

Im Bau des Ober-Rotliegenden drückt sich eine ausgesprochene Muldung besonders an der mittleren Nahe unterhalb Oberstein als die Wirkung eines jüngeren Seitendruckes aus. In einigen Bohrungen links der Saar zeigte sich eine ungleichförmige Auflagerung des Mittleren Buntsandsteins auf geneigtem Ober-Rotliegendem. Die Flügel der Nahemulde fallen ziemlich beträchtlich, am stärksten auf der Devonseite, ein. Am Südfuß des Soons sieht man im Ettertal Neigungwinkel von 50—60 Grad im Nordwesten, solche von 10—30 Grad im Südostflügel der Mulde. Weniger ausgeprägt ist die Muldung an der Prims, aber immerhin erkennbar. Dieser Äußerung eines seitlichen Schubes steht die nahezu wagerechte Lagerung des Mittleren Buntsandsteins gegenüber. Wenn er auch am Südfuß des Rheinischen Schiefergebirges in sehr flache Mulden und Sättel zusammengeschoben ist, so handelt es sich hierbei in seltenen Fällen um Neigungen von mehr als 5 Grad zur Wagerechten. Daraus muß gefolgert werden, daß die Muldung des Ober-Rotliegenden in der Hauptsache vor Ablagerung des Buntsandsteins stattfand. Sie hat natürlich auch das Unter-Rotliegende und Obercarbon mit ergriffen und deren flache Faltung weiter ausgestaltet.

Eine größere Zahl von mehr oder minder steil nach NW einfallenden streichenden Verwerfungen sowohl am Südrand des Obercarbons wie auch am Nordrand und im Innern des Unter-Rotliegenden, dazu noch die überkippten Faltungen und Flexuren, die neuerdings Herr M. O. Reis am pfälzischen Unter-Rotliegenden feststellte, die sich weiter auch aus den dem südlichen Hauptsprung genäherten Grubenaufschlüssen ergeben, beweisen, daß vor Ablagerung des Mittleren Buntsandsteins ein seitlicher Druck aus NW kommend, tiefere, ältere Schichten auf jüngere in südöstlicher Richtung aufgeschoben hat. Grubenaufschlüsse am Südrand des Soonwaldes gestatten festzustellen, daß vordevonische Phyllite auf Schichten der Oberen Kuseler Stufe steil hinaufgeschoben wurden. Der erwähnte Steinbruch bei Alsfassen läßt tatsächlich erkennen, daß nach NW geneigte Störungen bereits vor dem Ober-Rotliegenden stattgefunden haben.

Es gelingt noch nicht, die Art und Ausmaße der einzelnen Bewegungen zu den verschiedenen Zeiten unmittelbar vor, während und unmittelbar nach Ablagerung des Ober-Rotliegenden in ein klares Bild

zusammenzufassen. Vorerst muß man sich mit den einzelnen Tatsachen begnügen.

Das am Fuß eines Hochgebirges entstandene Ober-Rotliegende in der Wittlicher Senke ist wahrscheinlich vor Ablagerung des Mittleren Buntsandsteins annähernd in seiner Form in die Tiefe gesunken, oder seine Randgebirge haben durch Hebung die grabenartige Senkung zwischen sich gelassen. Im allgemeinen erhielten bei diesen Vorgängen die Randschichten auf der Südseite des Grabens eine starke Senkung nach der Mitte, z. B. bei Pohlbach (Klausen) bis zu 45 Grad. Dagegen macht sich auf der Nordseite gegen das Devon an der unteren Salm nicht ein Einbruch nach der Mitte geltend, sondern das Ober-Rotliegende fällt hier auf weite Strecken etwa von Lüxem bei Wittlich ab bis Trier nach NW, also gegen die Randverwerfung hin, ein. Der Verwurf muß hier mehr als 400 m betragen. Da der Buntsandstein annähernd wagerecht über das stark geneigte Rotliegende hinübergreift, muß angenommen werden, daß dieser Verwurf älter als der Buntsandstein ist. Nun sind aber von Wittlich bezw. von Dreis a. Salm ab bis Föhren auch die Schichten des Mittleren Buntsandsteins mit abgebrochen, schätzungsweise um einen Betrag von nicht mehr als 40—50 m[1]). Daraus folgt klar, daß auf der vor der Ablagerung des Buntsandsteins entstandenen Verwerfungsspalte nach der Trias noch einmal eine Absenkung um einen kleinen Höhenbetrag stattfand. Ein neues Beispiel für das wiederholte Aufreißen alter Bruchlinien. Das Vorkommen von Tertiär bei Pohlbach in 230 m verlangt gegenüber der Höhenlage von 400 m über NN. bei Piesport, daß auch nachtertiäre Senkungen die Wittlicher Senke betroffen haben. Da aber das Alter des Tertiärs noch unbekannt ist, kann man nur sagen, daß es sich um nacholigocäne Bewegungen, vielleicht auch um solche jünger als Unterpliocän, handelt.

Nach dem Vorhergehenden kann die Lagerung des Ober-Rotliegenden nur am Nordostende gegen die untere Alf zu als grabenartiger Einbruch bezeichnet werden. Im Südwestteil ist die Neigung der abgesunkenen Gebirgsstreifen vor Ablagerung des Buntsandsteins mit einseitiger nordwestlicher Neigung in die Tiefe gesunken. Am Nordwestrand des Einbruchs fand nach Ablagerung der Trias, vielleicht in der Tertiärzeit, ein abermaliges Absinken statt, aber von geringerem Ausmaß.

Buntsandstein

Von unbedeutenden Ausnahmen abgesehen, waren das Hochgebirge und die permischen Vulkanhöhen vom Beginn des Ober-Rotliegenden an bis zu dessen Schluß durch Abtragung (Denudation), nicht durch Abrasion, so erniedrigt, daß ungefähr die heutigen Oberflächenformen herausgearbeitet waren. Die folgenden Ablagerungen des

[1]) Innerhalb der Wittlicher Senke machen sich flache Schichtenbiegungen (Aufwölbungen) bemerkbar, z. B. bei Wittlich und gegen Salmrohr zu. Die anscheinend abweichende Sattelung zwischen Dreis und Heckenmünster muß hiernach berichtigt werden. Der Buntsandstein schneidet am Kanneckerberg an einer Verwerfung ab.

Buntsandsteins konnten sich auf die abgeflachten Erhebungen des Ober-Rotliegenden und auf die vorher schon abgetragenen Reste des Schiefergebirges (Fastebene) auflegen.

Eigentlich erscheint es vollkommen überflüssig, hier hervorzuheben, daß der Buntsandstein erst mit der mittleren Abteilung beginnt und daß es keinesfalls in Frage kommen kann, in ihm auch Vertreter der unteren in West- und Mitteldeutschland zu suchen. E. Weiss hat bei der Herausgabe der ersten Spezialkarte des Saargebiets vorsichtigerweise die Frage offen gelassen, obwohl er innerlich schon überzeugt war, daß am Südrand des Carbon-Perms kein eigentlicher Unterer Buntsandstein unter dem Mittleren bloßgelegt war.

Es gelang mir dann später, nachzuweisen, daß von den verschiedenen Stufen des Buntsandsteins am Südrand des Schiefergebirges die ältere von der nächstjüngeren in westlicher Richtung durch übergreifende Lagerung zugedeckt wurde. Die Ursache dieser Erscheinung liegt in der mählichen Senkung des alten Rumpfgebirges. Durch sie wurden nach W zu immer größere Flächen unter den Meeresspiegel gebracht und von dessen Ablagerungen überdeckt. Die Senkung begann mit den Faltungserscheinungen am Schluß des Ober-Rotliegenden. Ist, wie ich es für wahrscheinlich halten muß, der Untere Buntsandstein der Nordvogesen zeitlich die gleiche Bildung wie die obersten Schichten des Ober-Rotliegenden (Kreuznacher Schichten) an der Nahe und in der Wittlicher Senke, dann haben sich die Bewegungen am Schluß der Kreuznacher Schichten in den Nordvogesen, im Schwarzwald usw. am wenigsten oder gar nicht geäußert. Der Mittlere Buntsandstein legt sich hier scheinbar gleichförmig (konkordant) auf den Unteren. Aber er verrät doch seine Ungleichförmigkeit und damit auch die ursächlichen Gebirgsbewegungen in der westlichen Nachbarschaft durch seine Einschwemmung von Geröllen und durch eine Konglomeratbildung an seiner Sohle.

Es ist aus der Verbreitung des Ober-Rotliegenden abzuleiten, daß sich die Hebung des Schiefergebirges unmittelbar vor Beginn des Ober-Rotliegenden annähernd gleichmäßig auf den Süd- und Ostrand, vielleicht sogar auf den Nordrand, erstreckte, und daß die benachbarten paläolithischen Rümpfe auch eine relative Bewegung nach oben machten[1]). Die ungestörte Aufeinanderfolge von sog. Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Mitteldeutschland begründet hier eine Zeit der Ruhe. Nicht so am Südrand des Schiefergebirges und in seinem Innern. Vom Saar-Nahe-Becken ab nach W bis über das Carbon von Mons und Valenciennes hinaus, ebenso in der Westeifel tauchte der Schiefergebirgsrumpf langsam unter den Meeresspiegel, aber auch hier nicht gleichmäßig; die Bewegung in der Eifel war nicht so stark als diejenige am Südrand, die von O nach W an Ausmaß wuchs (man vergleiche hierüber die neuen Untersuchungen des Herrn E. Goetz über die Veränderungen des Muschelkalks und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach W am Südrand der Ardennen. Berlin 1914).

[1]) oder umgekehrt, daß die anschließenden Becken sich senkten.

Es kann wohl bezweifelt werden, ob der Buntsandstein das ganze linksrheinische Schiefergebirge bedeckt hat. Spuren der alten Bedeckung in der Bildung von meerischen Abtragungen (Abrasionen), in der Rotfärbung der Unterlage, in einzelnen Sandsteinresten reichen wohl über die heutige Ostgrenze des Mittleren Buntsandsteins bis 10 km und mehr hinaus. Aber für die weiter nach O gegen den Rhein zu sich erstreckende Fastebene des Schiefergebirges, für Hohe Eifel, Vordereifel, Hochwald und Hunsrück ist eine ehemalige Buntsandsteinbedeckung nicht erwiesen. Am weitesten nach O reichen noch die Spuren der meerischen Abtragungen, die in der Südeifel das linke Moselufer begleiten. Ich wiederhole auch hier, daß ich mit den Herren Grebe und Rennier das permische Alter der Konglomerate von Malmedy-Stavelot für weit wahrscheinlicher halte als dasjenige von Oberem Buntsandstein, von dessen zunächst benachbarten Schichten es sich gründlich unterscheidet.

Mittlerer oder Haupt-Buntsandstein (Vogesensandstein) (sm)

Die übergreifende Lagerung (Transgression) der Trias drückt sich nicht bloß in dem Verschwinden ihrer Hauptstufen, sondern auch in demjenigen der Unterabteilungen aus. Wie in den Vogesen, läßt sich der Mittlere oder Haupt-Buntsandstein in mehrere Glieder zerlegen. Das untere Glied, der meist geröllführende Sandstein, wie er linkssaarig von Saarbrücken ab bis Saarlouis über Tag verfolgt werden kann, taucht hier unter die Talsohle und verschwindet damit nach N für immer. Ich vermute, daß er an dem in der jüngsten Permzeit vorhandenen mehrfach erwähnten Hochgebirgsrücken Düppenweiler-Alzingen bei Busendorf im S sein Ende findet. Die saarabwärts links der Mosel auf den devonischen Falten ruhenden helleren Sandsteine gehören samt und sonders der oberen Reihe des Mittleren Buntsandsteins an. Sie verschwindet durch Auskeilen am NW-Rand des Trierer Beckens von O her bei Sinspelt an der Enz. Weiter westlich sind keine Spuren mehr sichtbar.

Im Ober-Rotliegenden fehlen bis jetzt nennenswerte Anzeichen von Brandungstätigkeit, von Abrasionserscheinungen. Der Mittlere Buntsandstein ist daran nicht arm; wenn auch manche Geröllschichten an seiner Sohle durch die kantige Form der Gesteinsbrocken neben der stofflichen Beschaffenheit die Nähe des Ufers in der Schuttbildung verraten, so sind doch die höheren Schichten voll von echten gut gerundeten Geröllen. Besonders die weitere Umgebung von Mettlach bietet an den steil aus der Tiefe in das Buntsandsteinmeer aufragenden Quarziten zahlreiche Beispiele für Brandung neben solchen mehr schuttartigen Anhäufungen am Fuß der Steilgehänge. Wegen der deutlichen Anzeichen von Meeresabtragungen (Abrasion) am Rande der heutigen Buntsandsteinverbreitung sei auf meine Erläuterungen zum Blatt Waxweiler verwiesen. Zur Abrasion und Transgression kommt die Glättung der Quarzite. An einer Unterlage einer kleinen Buntsandsteinmasse am SW-Abhange des Buckkopfes (nordwestlich Keuchingen-Mettlach) war die Glättung und Abrundung des

Schichtenkopfes einer Quarzitbank in aller Deutlichkeit unter dem weggeräumten Sandstein zu sehen. Ich betone noch, daß die natürlichen Kanten des Quarzitfelsens durchweg abgerundet und stumpf waren und sich damit von der Bildung eines Kantengeschiebes, wie sie bewegter und geblasener Sand erzeugt, scharf unterschied. Solche Glättung von Quarzit traf ich auch anderwärts z. B. an der Sohle der kiesigen Ablagerungen des älteren Tertiärs im Rheingau und am Soonwald, ferner an der Sohle einer jugendlichen diluvialen Terrassenablagerung bei Taben an der Saar.

Für mich ist angesichts dieser Beobachtungen höchst wahrscheinlich, daß der Mittlere Buntsandstein nur eine Ablagerung unter einem bewegten Wasser sein kann. Die dem Sandstein eigene transversale Schichtung hat nichts mit einer Düne zu tun, denn sie wird in geringer Höhe, etwa jeden Meter wieder, von einer durchweg wagerechten Schichtfläche schief abgeschnitten, eine Art Schichtung, die wir in jedem Flußsand auch nicht anders beobachten. Das Vorkommen einzelner Gerölle, von den Konglomerat-Einlagerungen abgesehen, setzt bewegtes Wasser voraus. Dagegen bedeuten die Trockenrisse in einzelnen Schichten, die gerade in den letzten Jahren von St. Gangolf bei Mettlach bekannt[1]) wurden, eine kurze Unterbrechung der Ablagerung, deren rasch vorübergehendes Trockenliegen. Das Buntsandsteinmeer muß also sehr seicht oder sehr wenig tief gewesen sein und an manchen, wenn auch sehr beschränkten Stellen die abgelagerten Sande vorübergehend unbedeckt gelassen haben. Eine äolische oder lockere Festlandsbildung ist der westdeutsche Buntsandstein sicher nicht; ob er mit Wüstenformen verknüpft ist, läßt sich höchstens dann folgern, wenn die Wüste als untergeordnete Landschaftsform das seichte Meeresbecken randlich begleitete. Kantengeschiebe fehlen bis jetzt in unserem Gebiet.

Die scharfe, kleinen Fortwachsungen von Kieselsäure zugeschriebene Form der Sandkörner unterscheidet den mittleren Buntsandstein von ähnlichen, aber rundkörnigen Ablagerungen des Ober-Rotliegenden. Wenn auch kalkiges Bindemittel den ersteren keineswegs gänzlich fehlt, so bleibt es heute doch untergeordnet und mehr eine Ausnahme als eine Regel. Es erscheint mir nicht möglich, dieses Fortwachsen der Quarzkörner mit einer stärkeren Lösung an Kieselsäure in Verbindung zu bringen, wie sie im Meerwasser wahrscheinlicher vorhanden war als im süßen. Damit wäre auch die Möglichkeit näher gerückt, daß der Buntsandstein ursprünglich mit einem carbonatischen Bindemittel versehen zum Absatz gelangt sei. Dieses müßte alsdann später durch süßes Wasser ausgelaugt worden sein. An seine Stelle wären die feinen capillaren Hohlräume zwischen den reinen Quarzkörnern getreten. Der fast gänzliche Mangel an Ton zwischen den letzteren bleibt in der 100 m mächtigen Ablagerung auffällig, scheidet anscheinend die Beteiligung der Küstengesteine von vornherein aus, oder

[1]) L. van Werveke, Erläuterungen zu Bl. Saarbrücken der geologischen Übersichtskarte, Straßburg i. E. 1906, S. 141.

läßt ihre Verwitterungsstoffe dem Innern des Meeresbeckens zuführen. Manche Erwägungen machen ein leicht lösliches Bindemittel zwischen den reinen Quarzsandkörnern als Rückstand aus der flachen See wahrscheinlich. Ich werde beim Oberen Buntsandstein noch auf diesen Punkt zurückkommen.

Wir haben in der Zeit des jüngsten Obercarbons und Unteren Rotliegenden eine Zufuhr von Gesteinsbrocken aus beiden Ufergebirgen des Beckens, sowohl von NW wie auch von SO her. Wir sahen die letzteren alsdann in der Folgezeit wieder verschwinden, vielleicht nicht, weil die Vogesen in der Ober-Rotliegendzeit etwa gesunken waren, sondern weil das devonische Hochgebirge und die vulkanischen Ergüsse selbst durch ihre Höhen dieses Gefälle von den Vogesen zum Beckeninnern an Größe überragten und den Vogesenschutt zurückdrängten.

In der Zeit des Mittleren Buntsandsteins haben wir eine ähnliche Zweiteilung wie im Rotliegenden. Die weißen, hellgrauen bis hellgelben dickbankigen, aber locker gebundenen Sandsteine der unteren Abteilung zwischen Saarlouis und Saarbrücken führen mancherlei Vogesengesteine, stark abgerollte Brocken von Porphyren, auch Graniten usw., wie sie für das sog. Eck'sche Konglomerat an der Sohle in den Nordvogesen bezeichnend sind. Natürlich herrschen quarzitische und quarzige devonische und vordevonische Gesteine an der Saar unter den Geröllen vor, wenn ich auch nicht alle weißen Quarzitgerölle bei Saarbrücken auf das nahe Unterdevon beziehen möchte. Es war für mich auffällig, als ich an der oberen Mosel oberhalb Epinal grobe Konglomerate mit großen, stark gerundeten Geröllen von weißem Quarzit sah, deren Ursprung eher auf die Südvogesen als auf den Taunusquarzit hinwies. Die obere, hier im Kartenbereich vertretene Abteilung scheint nach den bisherigen Erfahrungen wieder frei von vogesischem Material zu sein; ich habe noch keine Andeutung bis jetzt gefunden, obschon es an Konglomeraten in ihr nicht fehlt. Alles Material in diesen scheint dem nahen Schiefergebirge entnommen zu sein.

In der Gliederung der Abteilung machen sich einige Verschiedenheiten bemerkbar. An der unteren Saar, besonders links von ihr im Leuktal, lagern über dem Schiefergebirge grobe rotbraune Konglomerate mit wenig gerollten, meist nur kantenrunden Brocken von Quarzit und Milchquarz, untermischt mit etwas hellerrotem Sand, der auch in einzelnen Lagen als mürber Sandstein geschlossen auftritt. Auf der Höhe zwischen der unteren Leuk und der Saar westlich von Crutweiler sieht man örtlich an einigen Stellen wenig mächtige und wenig gerollte Schuttschichten von Schiefermaterial und Milchquarz an der Sohle des Buntsandsteins; es ist der aufgearbeitete und umgelagerte Schieferuntergrund, der hier vorliegt. Über den 5—10 m mächtigen, also vorwiegend konglomeratischen Schichten von schüttigem Aussehen folgen dunkelziegelrote, geröllführende, mürbe, dünngeschichtete Sandsteine, die bei reicherer Geröllführung auch wohl in einzelnen Lagen konglomeratisch werden. Ihre Gerölle erreichen selten

über 10 cm Durchmesser und nehmen in den höheren Lagen durchaus runde Form an. In den obersten Sandsteinen der Abteilung werden die Gerölle sehr selten, ebenso nehmen sie nach N zu mit der Entfernung vom Quarzit ab. Die rotbraunen eckigen Konglomerate an der Sohle des Buntsandsteins sind als eine, durch die Quarzitnähe bedingte Uferbildung von schuttartiger Beschaffenheit aufzufassen, die sich von den sonst ähnlichen Waderner Schichten nur durch ausgeprägtere Schichtung (Sandsteinlagen) unterscheidet und jede Abteilung des Buntsandsteins, auch die untere, einleitet, z. B. bei Saarbrücken (Schützenhaus an der Straße nach Gersweiler, sowie rechts der Saar bei Bous, Völklingen usw.). Bei Perdenbach erwiesen sich die unteren Konglomerate und auch untersten Sandsteine als kalkhaltig. Einzelne Lagen der geröllführenden höheren Sandsteine besitzen im Bereich des Quarzites zwischen Saar und Ruwer kieseliges Bindemittel, werden sehr fest und werden gern verwendet[1]).

In dem breiten Buntsandsteinstreifen an der unteren Saar nach N zur Eifel hin treten konglomeratische Bildungen sowohl an der Sohle wie in den höheren Schichten zurück, der Geröllbildner Quarzit lag schon zu weit entfernt. Die alten großen Steinbrüche am linken Moselufer unterhalb Trier-Pallien schließen meist ziegelrote, nur in den obersten Lagen gelb gefärbte, teils dünngeschichtete, teils dickbankige Sandsteine auf. Die Größe der rundlichen, aber meist rauhen und glitzernden Quarzkörner schwankt zwischen 0,3 mm und 0,5 mm. Neben Tongallen findet man einzelne Gerölle (bis 10 cm Größe) von Milchquarz, grauem und rotgrauem Quarzit und hellgrauem, etwas kaolinisiertem Schiefer, selten aber Glimmer im Buntsandstein. Schaliges und linsenförmig angereichertes Brauneisen kommt auch bei Trier (Bierner Tal), Saarburg u. a. O. vor.

Während in dem Eisenbahneinschnitt am Heidenberg bei Zewen die Konglomerate und Sandsteine an der Sohle noch 6 m erreichen, sinkt ihre Mächtigkeit bei Biewer auf 1—2 m herab. Von der Killmündung ab bleiben sie nach N zu ziemlich beständig, ihre Gerölle, Quarzite und Grauwacken, tragen in der starken Abrollung alle Zeichen stark bewegten Wassers. Konglomerate wiederholen sich hier in mehreren Lagen.

Von Gladbach nach N werden die Konglomerate noch seltener, und nur in guten Aufschlüssen sieht man über vorspringenden Klippen der Unterlage wenig mächtige Anhäufungen von starkgerollten Gesteinsstücken. Am O-Abfall des Meulenwaldes zwischen Föhren und Quint gliedert sich der Hauptbuntsandstein wie folgt:

---

[1]) Auf der Versammlung des Niederrh. Geol. Ver. zu Trier 1910 (Bericht in den Verhandlungen des Naturhist. Ver. d. pr. Rheinlande u. W. 1910 D. 47) gab Herr van Werveke einige Hinweise auf Abänderungen, für die geologische Spezialkarte der Gegend von Trier und Saarburg in der Darstellung dessen, was als Oberrotliegendes und Buntsandstein aufzufassen ist. Diese Abänderungen waren bereits früher von mir vollzogen und sind in der Karte zum Ausdruck gelangt, soweit der Maßstab das zuließ. Die vom gleichen Forscher empfohlene Überprüfung unserer Fassung des Buntsandsteins erledigt sich durch das Vorstehende ebenfalls.

4. 30—40 m rote bis ziegelrote, feinkörnige, glitzernde, dünngeschichtete oder bankige, mürbe oder feste Sandsteine ohne Geröll.
3. Braunes bis ziegelrotes grobes Konglomerat von grauem Quarzit, Grauwacke und Milchquarz. 3—4 m.
2. 5—10 m ziegel- bis rosenrote, glitzernde, feinkörnige, dünngeschichtete bis bankige Sandsteine mit einzelnen Geröllen.
1. 30—40 m braun- bis ziegelrote, meist locker gebundene Sandsteine und Konglomerate, oben mit kleinen, tiefer mit großen, meist stark gerundeten Geröllen.

Die meisten Sandsteine sind dünn und transversal geschichtet, und zwar vollzieht sich der Wechsel der verschiedengeneigten muldenförmig nach oben gebogenen Schichten immer annähernd wagerecht wie die Hauptschichtflächen, so wie es jede fluviale Sandablagerung des Diluviums oder der Gegenwart auch erkennen läßt.

Auf das Auskeilen des Mittleren Buntsandsteins habe ich oben schon hingewiesen. Es vollzieht sich in den obersten gelb und hellrot gefärbten dünnschichtigen Sandsteinen bei Sinspelt an der Enz. Von hier ab nach W fehlt er in der Unterlage der jüngeren Schichtenreihe.

Spuren von Lebewesen sind unbekannt. Die Mächtigkeit der oberen Abteilung unterhalb Merzig a. Saar mag 80 m, bei Trier vielleicht 120 m, an der Salm 100 m, bei Killburg 60 m und bei Wiersdorf an der Prüm noch 30 m betragen. Sie verschwächt sich also erheblich von SO nach NW. An der Enz verschwindet sie im W-Flügel der Trier-Eifeler Triasmulde gänzlich. Betrachtet man diesen Zahlen gegenüber die Mächtigkeiten an der mittleren Saar und in der Westpfalz (300—350 m), so geht auch hieraus hervor, daß rund 200 m Sandsteine an der unteren Saar fehlen. Sie entfallen auf die nicht mehr vorhandene untere Abteilung des Mittleren oder Hauptbuntsandsteins, die unterhalb Saarlouis verschwunden ist. Übrigens drückt sich in der geringen Mächtigkeit bei Mettlach und Castel auch das rückenartige Emporragen des Taunusquarzits in das Buntsandsteinmeer gut aus.

Die rein quarzsandige Beschaffenheit der Schichten, ihr Mangel an anderen wasserhaltenden und pflanzenernährenden Materialien schaffen aus dem Sandstein einen sehr leichten trocknen und ärmlichen Boden, der höchstens dem Waldbau dienen kann.

Beim Bau der ältesten Bauwerke Triers und damit Deutschlands sind die grobbankigen, etwas kieseligen Sandsteine der Abteilung als Werksteine viel verwendet worden. Sie haben viele Jahrhunderte den Witterungseinflüssen kräftig widerstanden. Brüche bestanden und bestehen bei Zerf, Föhren, Salm u. a. O.

Oberer Buntsandstein

(Zwischenschichten und Voltziensandstein, Röt z. T., so)

H. Grebe hat bei der Aufnahme des unteren Saargebiets die gesamten Schichten dieser Stufe als Voltziensandstein zusammengefaßt,

sie jedoch bei späterer Überprüfung, z. B. auf dem Bl. Merzig (1:25000) in die Unterabteilung der Zwischenschichten und des eigentlichen Voltziensandsteins zerlegt. In der Natur ist diese Zweiteilung durch eine Verfeinerung des Korns, lettigtonige Schichten und durch Pflanzenführung in den oberen Reihen wohl begründet und auch von E. Weiss und allen späteren Forschern an der Saar durchgeführt worden. Lediglich die Bartsch'sche Trennung dieser beiden Schichtenreihen macht des allmählichen Übergangs wegen Schwierigkeiten und drängt zu mehr oder minder gewaltsamen Abgrenzungen. Ich selbst glaubte, diese in der nördlichen Fortsetzung der Trias bei Kilburg und Waxweiler in der Eifel vermeiden zu müssen, und ließ beide Schichtenreihen ungetrennt. Stärker noch als im Mittleren treten im Oberen Buntsandstein Verschiedenheiten zwischen dem unteren Saargebiet und der Südeifel auf, vor allem in der Mächtigkeit, die namentlich im S geringer (30—40 m) ist als im N (90—120 m). Die Ausbildung an der unteren Saar ist auch weniger mannigfaltig als in der Westeifel. Es sind im S zutiefst meist nur mittel- bis grobkörnige, glimmerreiche, wenig feste, meist mürbe, zerreibliche, unten geröllreiche bis konglomeratische, höher geröllarme, bankige Sandsteine von rotbrauner, rotgrauer, violettgrauer, auch hellgrauer Farbe, die nach oben in geröllfreie und wesentlich feinkörnige, sonst ebenso gefärbte, vielleicht etwas fester gebundene oder durch reichlichen Glimmergehalt ganz schiefrige Sandsteine übergehen. Dabei reichern sich zwischen ihnen meist rotbraune, auch wohl grüngraue, teilweise sandige Schiefertone lagenweis nach oben an und haben (E. Weiss) bei Saarbrücken zur Fassung der sog. Grenzletten geführt. Die hier und in der Westpfalz an der Sohle häufigen roten Karneole im Bereich bestimmter etwas dolomitisierter, gebundener, violetter Sandsteine scheinen nach N zu wohl bis zur Merziger Gegend zu reichen, aber in unser Kartengebiet nicht mehr einzutreten.

Gegen die Mosel zu schwillt die Schichtenreihe ziemlich plötzlich an, und namentlich sind es die unteren grobkörnigen Sandsteine, die sog. Zwischenschichten, die an dem Zuwachs teilnehmen. Gegen die vorige Stufe mit ihren hellroten, rosaroten, gelben, dünngeschichteten, ton- und auch meist geröllfreien obersten Lagen stechen die Buntsandsteine der oberen Stufe durch ihre rotviolettgrauen, auch hellgrauen Farben in den tiefsten Schichten recht scharf ab. Oft sind diese Färbungen in einer Flammung und Fleckung, also unregelmäßig verteilt und hängen mit knollen-, knauern- und nesterartig verteiltem, gelbem, körnigem Dolomit oder dolomitischem Bindemittel zusammen. Der Dolomit schart sich oft zu 10—20 m mächtigen Lagen zusammen und erscheint mitunter an das sandige Dach von Schiefertonen gebunden. Solche stellen sich in den mittleren und höheren Sandsteinlagen in brauner, selten grüngrauer Farbe und in Mächtigkeiten bis zu 7 m und mehr ein, in den tiefsten Strecken der Stufe seltener. Dagegen beginnt alsbald über den ersten rotgrauen und violettgrauen Sandsteinen die Geröllführung, einzeln oder in dünnen Lagen angeordnet. Sie steigert sich nach N zu ziemlich erheblich und führt im mittleren Killtal

zu mächtigen, echten Konglomeraten in den untersten 30—40 m der Stufe. Die Gerölle erreichen selten über 25 cm Durchmesser, sind meist kantenrunde Milchquarze, graue Quarzite, rotgraue Grauwacken und runde Tonschiefergeschiebe, alles Gesteine aus den Oberen Koblenz-Schichten. Es steht meines Erachtens nichts im Wege, die geröll- und konglomeratischen unteren Sandsteine der Abteilung mit dem sog. Hauptkonglomerat in den Nordvogesen und im Westrich zeitlich ungefähr gleich zu stellen. Ich muß auf meine Ausführungen von 1889 verweisen, die die Angliederung des Hauptkonglomerats an den Oberen Buntsandstein rechtfertigen.

Etwa 40—50 m über der Sohle werden die Gerölle wieder selten und die mit untergeordneten Schiefertonen wechselnden Sandsteine nehmen eine ziemlich einheitliche gräulichrote oder gräulichbraune, selten hellgrünlichgraue Farbe an, werden dickbankig (0,3—2 m) und fester und liefern hier den im Hochbau so sehr geschätzten sog. Eifelsandstein. Manche Lagen dieser 50—60 m mächtigen Bau-Sandsteinreihe sind löcherig zerfressen und von unregelmäßigen, wabenähnlichen Hohlräumen durchsetzt, in denen sie oft Manganmulm enthalten. Bei günstigen Aufschlüssen sieht man an ihrer Stelle kleine, haselnuß- bis erbsengroße Knoten und Knollen von gelbem oder rotem unreinen Dolomit in einzelnen Lagen angehäuft.

Glimmer ist durch die ganze Stufe verteilt, teils als einzelne Blättchen, teils schichtig angehäuft. Die Sandkörner sind selten über 0,5 mm groß, rundlich, nicht rauh oder glitzernd, von einer dünnen Haut von Roteisen bezogen und bestehen vorwiegend aus Quarz, in der Minderheit auch aus Quarzit, Grauwacke, Schiefer und auch Feldspat. Tongallen sind häufig. Das Bindemittel besteht aus einem mit Brauneisen durchsetzten Zerreibsel von Tonschiefern.

Gegen die oberen (15—20 m) Schichten der Stufe vollzieht sich eine wesentliche Verfeinerung des ohnehin schon kleinen Korns in den Sandsteinen; sie werden dünnschichtig oder dünnschiefrig, mehr braunrot, auch wohl toniger und weniger fest. Gleichzeitig werden die sandigen Schiefertone mächtiger und überwiegen gegen die obere Grenze zu die Sandsteine ganz.

In einer Kiesgrube nahe am Nordende von Utscheid (Südrand der Karte) waren durch Quarz leicht verkittete Konglomerate aufgeschlossen, deren Gerölle (Quarzit und Quarz) sich berühren und an diesen Stellen sehr häufig die bekannten Druckflecken und eckigen Vertiefungen zeigten, auch wohl Pressungen und Verquetschungen. Auch hier konnte ich manche Quarzitgerölle beobachten, die mit Quarz als dünne, aber krystallisierte Haut überzogen waren, ein Gegenstück gewissermaßen zu dem Fortwachsen der Quarzkörner im Hauptbuntsandstein.

Eigenartig ist die den Buntsandsteinen eigene starke Verklüftung und Verdrückung auf der Oberfläche und besonders an den Gehängen. Sie scheint die Folge des Gebirgsdruckes in den an sich wenig elastischen und ziemlich spröden, mäßig harten Sandsteinen. Man sieht an den Gehängen viele Meter tiefe, gerade, aber auch gebogene Quer-

klüfte, die sich infolge des Gehängedruckes zu offenen breiten Spalten erweitern. Sie erleichtern vielfach die Lösung des Sandsteins, hindern aber auch die Gewinnung großer Abmessungen.

Die Mächtigkeit der Stufe wurde bereits angedeutet. Insgesamt wird man an der Südgrenze der Karte bei Mettlach und Freudenburg mit nicht mehr als 30 m rechnen dürfen, bei Saarburg vielleicht mit 40—50 m, bei Trier mit 80—100 m, weiter nach N scheint sie im mittleren Killtal oberhalb Killburg sogar auf 150 m zu steigen, von denen 50—60 m auf den eigentlichen Buntsandstein in der Mitte, rund 20 m auf feinkörnige Sandsteine und Schiefertone oben und der Rest auf die wenig festen und mürben, dolomitreichen unteren und auch dünnschiefrigen, weichen, dolomit- und geröllfreien oberen Sandsteine kommen. In der NW-Ecke der Karte unterhalb Vianden darf man noch mit einer Gesamtmächtigkeit der Stufe von 90—100 m rechnen. Aus diesen Zahlen geht hervor, daß diese Auflagerungsfläche sehr starke Unebenheiten aufweist, daß sie mit derjenigen der mittleren Abteilung keineswegs gleichläuft, sondern vor allem in der sog. Trierer Bucht, oder richtiger in deren Muldenachse, starke Abweichungen zeigt, die auf eine jüngere, zu Beginn und während des Oberen Buntsandsteins erfolgte starke Senkung deuten. An dieser Senkung muß der NW-Flügel der Trierer Mulde d. h. sein Untergrund stärker teilgenommen haben als der SO-Flügel gegen den Hochwald. Diese Bewegung steht im Einklang mit der weiteren Senkung des Schiefergebirges.

Wie der Quarzit des Hochwaldes rückenförmig in das Meeresbecken des Mittleren Buntsandsteins auf- und sogar durchragt, ebenso hat er auch im Oberen Buntsandstein sich dessen Meeresspiegel stets genähert. Die Trierer Bucht, die im S bei Trier selbst schon gegen Ende des Unter-Rotliegenden (Wittlicher Senke) vorgezeichnet wurde, hat ihre nördliche Ausgestaltung zur Eifel erst im Oberen Buntsandstein erhalten. Die starken Konglomerate in den Sandsteinen der Eifel weisen in ihrer schüttigen Form wieder auf ein nahes Randgebirge des Unterdevons. Sie weichen aber von ähnlichen Ablagerungen des Ober-Rotliegenden, von ihrer sehr viel geringeren Mächtigkeit abgesehen, durch die deutliche und ausgesprochene Schichtung, als Wirkung von bewegtem Wasser, ab.

Ich möchte noch hervorheben, daß die runde Form der Sandsteinkörner gegen ein Fortwachsen spricht und die Entstehungsbedingungen der oberen Abteilung also wohl von der des mittleren etwas abweichen mußten. Wäre das Fortwachsen der Sandkörner der mittleren Abteilung nach Ablagerung der Trias erfolgt, etwa nach dem Untertauchen unter das Grundwasser, so mußte dieses erst die ursprünglich runden Quarzkörner anätzen (korrodieren), so die Kieselsäure lösen, um sie bei der späteren Erhebung über das Grundwasser als Metakieselsäure als Fortwachsung um das Sandkorn wieder zurückzulassen. Gegen einen derartigen Vorgang lassen sich Einwände mancher Art, sowohl chemische wie mineralogische, geltend machen. Das Fortwachsen hat sich nicht auf die Sandsteine des Ober-Rotliegen-

den und nicht auf diejenigen des Oberen Buntsandsteins erstreckt; es ist eine Eigentümlichkeit des Hauptbuntsandsteins. Die beiden ersteren Schichtenreihen müßten mit dem Mittleren Buntsandstein ebensogut unter den Grundwasserspiegel und damit in die gleichen Lösungs- und Fortwachsungsbedingungen geraten sein wie dieser. Da sie aber, von den obenerwähnten Quarzitkonglomeraten von Utscheid abgesehen, keine Spuren von nachträglich ausgeschiedener Kieselsäure zeigen, ihre Körner vielmehr jetzt noch gerundet sind, so liegt für ein späteres Fortwachsen der Körner des Mittleren Buntsandsteins wenig Wahrscheinlichkeit vor. Das Fortwachsen hat sich, wie ich vermute, mit der Ablagerung des Mittleren Buntsandsteins vollzogen und nicht später.

An der mittleren Saar führen die oberen feinkörnigen Vertreter des Voltzien-Sandsteins berühmte Pflanzenreste. Auch bei Weiten am Südrand unseres Kartengebietes und bei Kordel wurden noch Reste von Farnen *(Anomopteris Wouglotii)*, ferner von Nadelhölzern *(Voltzia heterophylla)* und von Schachtelhalmen *(Equisetum arenaceum)* gefunden. Weiter nördlich waren vereinzelt vorkommende Pflanzenreste nicht mehr bestimmbar. Dünne Lagen (1—1,5 cm) von Steinkohle sind öfters beobachtet worden und deuten auf eingeschwemmte Pflanzenreste hin. Mitunter stellen sich bereits dicht unter der Grenze gegen den Muschelkalk wie an der mittleren Saar tierische Reste, Schnecken, Muscheln *(Lingula)* und Krebse (Estherien) ein (Kockelsberg, Beßlich, Wintersdorf bei Trier).

Die Verwitterung erzeugt bei der häufigen Einlagerung von Schieferton und bei der Gegenwart von feldspätigen und tonschieferartigen Gemengteilen im Sandstein einen mäßig tonigen, mittelschweren, ziemlich nährstoffreichen Boden.

Der als hervorragender, leicht zu bearbeitender Werkstein für Hochbauten, dann für Schleifsteine viel verwendete und weithin versandte sog. Eifler Sandstein wird in sehr vielen und zum Teil großen Steinbrüchen beiderseits der unteren Kill, besonders bei Kordel, Daufenbach, Auw und Speicher, sowie nördlich von Erdorf bei Killburg gewonnen. Einige Jahrhunderte hat er sich in alten Bauten ohne wesentliche Verwitterung erhalten und kann somit unter den deutschen Sandsteinen zu den wetterbeständigeren gezählt werden.

Muschelkalk

Mit dem Oberen Buntsandstein hört das Übergreifen (Transgression) der Meeresablagerungen im Kartengebiet auf; überall wo jener vorhanden ist, folgt Muschelkalk im Hangenden und noch höher der Keuper und die jurassischen Schichten. Die ruhige Fortdauer des Absatzes in einem abwechselnd entweder flachen und seichten oder auch brackischen Meere und sogar in süßem Wasser und dann wieder in mäßig tiefem Meere wird bis in die Kreidezeit anscheinend kaum unterbrochen, obwohl die eben angedeuteten äußeren Ablagerungsbedingungen sich oft genug änderten und einen häufigen Gesteins- und Organismenwechsel veranlaßten. Nur im W der Trierer Bucht

setzte sich die im Buntsandstein begonnene Senkung des Ufergebirges fort bis in die Jurazeit hinein und veranlaßte ein Übergreifen (Transgression) des Meeres und seiner Ablagerungen. Im Zusammenhang mit diesen Uferverschiebungen steht gewissermaßen als ihr äußerer Ausdruck die allmähliche Versandung und sogar Verschotterung der meerischen Ablagerungen vom Ufer her, ihre Verschwächung und ihr Auskeilen. Wir haben im Kartengebiet am Südrand zwischen Saar und Mosel den in europäischer Trias wohl seltenen Fall, daß Gesteine des tieferen Untergrundes, und zwar der Taunusquarzite, klippenartig durch den gesamten Buntsandstein und den Unteren Muschelkalk hindurch bis in die mittlere Abteilung aufragen, wie die Spezialaufnahmen ergeben haben. Es wäre von großem Interesse, zu erfahren, ob diese Klippen in ihrer Nähe auf die Beschaffenheit der Ablagerungen des Muschelkalkmeeres einen bemerkenswerten Einfluß ausübten. Leider konnte dieser Punkt noch nicht geklärt werden, weil Aufschlüsse am Rande der Klippen gänzlich mangeln.

Für Einzelheiten in der Gliederung und Beschaffenheit des Muschelkalks und Keupers sei hier auf die Erläuterungen von H. Grebe und für das Saargebiet auf die Abhandlung des Herrn K. Goetz über die Veränderungen des Muschelkalks und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach W am Südrand der Ardennen (Jahrb. Kg. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1914, XXXV, S. 336—427) verwiesen.

Unterer Muschelkalk (Wellenkalk, Muschelsandstein, mu)

Die Grenze gegen den Oberen Buntsandstein entbehrt auch hier nicht, wie sonst, der Schärfe durch den Wechsel von Rot zu Hellgrau und Gelb. Im Anschluß an die südlich benachbarten Lothringischen Trias-Gebiete kann an der unteren Saar eine tonig-sandig-mergelige Schichtenreihe zutiefst und eine dolomitische Reihe oben unterschieden werden; erstere überwiegt an Mächtigkeit weit die dolomitischen Schichten, beherrscht sogar links der Mosel gegen die Eifel zu die ganze Reihe. Es sind hellgraue bis hellgrünlichgraue, seltener rotbraune Schiefertone, ebenso gefärbte weiche oder feste sandige Mergel und graue, dichte, unreine, sandige, dünnbankige Kalke, auch wohl gelbe oder hellbraune, körnige, drusige Dolomite in dünnen Bänken, endlich als bezeichnendstes Glied gelbe, hellgraue, hellbraune oder hellrötliche, oft braunpunktierte und gefleckte, sehr feinkörnige, plattige bis bankige, glimmerführende, ursprünglich kalkhaltige Sandsteine, die sog. Muschelsandsteine, die der sandigen Ausbildung des Wellenkalks linksrheinisch den Namen gaben. Sie machen sich nur in den untersten Schichtenreihen breit. Alle die vorgenannten Gesteine wechseln sonst in wenig mächtigen Lagen miteinander. Dolomit tritt sowohl als Beginn der Reihe wie auch in den höheren Schichten mehrmals auf und setzt sich wie manche dichte graue Kalke aus Trümmern von Muscheln zusammen. Fast alle Schichtflächen zeigen sich höckerig, wulstig und mit weißem Glimmer besät. Die oberen Dolomite sind meist sandig, gelblich, grau, dicht oder porös und führen häufig weiße Steinkerne einer Muschel *(Myophoria orbicularis)* von

rundlicher Form und 1—2 cm Durchmesser. Es muß aber betont werden, daß diese Dolomite von S nach N an Mächtigkeit erheblich abnehmen und in der Südeifel ganz verschwinden. Am mächtigsten, viele Meter, erscheinen sie zwischen der unteren Saar und Mosel im sog. Saargau und weiter an der Sauer (vergl. die Schichtenreihe am Sauerufer bei der Rosporter Brücke bei Herrn Goetz). Die erwähnten muschelführenden obersten Schichten sind an der Sauer übrigens, wie Herr Goetz gezeigt hat[1]), rein mergeliger, nicht dolomitischer Art.

Versteinerungen sind in der Stufe recht zahlreich, wenn auch verhältnismäßig artenarm. Hohlräume, die auf ausgelaugte Stielglieder von *Encrinus liliiformis* zurückzuführen sind, bilden die häufigste Spur von Lebewesen. Ihnen gesellen sich besonders in den mittleren und oberen Schichten nach Sammlungen von H. Grebe, Goetz und mir, nach Bestimmungen des Herrn Picard die folgenden Arten zu:

Lima striata Schl. var.
Gervilleia socialis Schl.
Astarte triasina Röm.
Lithodomus priscus Gbl. sp.
Macrodon Beyrichi Stromb.
Myophoria vulgaris Schl.
» *intermedia* Schaur.
» *cardissoides* Schl.
» *laevigata* v. Alb.
Pecten discites Hehl.
Myoconcha gastrochaena G.
Myoconcha Thielaui Stromb. sp.
Anoplophora sp.
Pleuromya musculoides Schl. sp.
Modiola minuta Gldf.
Lucina Schmidii Gein. sp.
Ostrea placunoides Münst. sp.
Terebratula vulgaris Schl.
Omphaloptycha sp.

Dazu kommen noch unbestimmbare Schneckenreste. Die als *Rhizocorallium* gedeuteten hufeisenförmigen Wülste auf den Schichtflächen der Mergel und Sandsteine sind sehr häufig. Auch Schachtelhalmreste sind mitunter in den Sandsteinen eingeschwemmt worden; ebenso müssen Saurierreste von außen kommen. Von Fischen wurden einzelne Zähne gefunden.

Die Mächtigkeit der Reihe schwankt etwas. Am Südrand der Karte an der unteren Saar wird man sie mit rund 35 m annehmen können, gegen N bei Trier und die Mitte der Bucht stellt sie sich auf mehr als 60 m, vielleicht sogar auf 70 m, während gegen den Nordwestrand der Bucht an der Sauer nur mit 40—50 m gerechnet werden kann.

Leichter, kleinstückiger Zerfall der vorherrschend mergeligen Schichten und die Löslichkeit ihres kalkigen Bindemittels bewirken eine rasche Verwitterung zu einem an sich kalkarmen, sandig-tonigen, aber im allgemeinen für die Landwirtschaft günstigen, tiefgründigen Boden.

In der Bautechnik gelangte der hellgelblich-graue bis hellgraue, feinkörnige, etwas glimmerführende Sandstein in den unteren Schichten zur Verwendung. Er wurde als wertvoller Bildhauer- und Werkstein für Hochbauten lange Jahre hochgeschätzt und weit versandt. Die nutzbaren beiden Lagen sind zusammen nur wenig über 2 m stark und wurden in den Steinbrüchen bei Reinig, Tawern, Fellerich,

[1]) Dies. Jahrb. f. 1914, XXXV, I, S. 341.
[2]) Ebenda S. 341.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

zwischen Mosel und Saar, besonders aber links der Mosel in Udelfangen, Herresthal und Metzdorf viel abgebaut.

Mergel und Schiefertone des Mittleren Muschelkalks (mm)

Einige Meter über den Schichten mit *Myophoria orbicularis* beginnt eine Reihe von grauen, grüngrauen, violetten, rotgrauen und auch rotbraunen, oft gefleckten und geflammten, milden Schiefertonen und Mergeln, die gegen die Eifel zu recht viel Sand aufnehmen und örtlich, z. B. in Prüm und im Nimstal sogar dünnschieferige, rotbraune, kalkige Sandsteine führen. Als unregelmäßiges Gesteinsglied stellt sich zwischen den grauen Mergeln der höheren Schichten Gips in mehrere Meter (bis 6 m) dicken Einlagerungen (Stöcken), große Linsen bildend, ein. Auf den Schichtflächen mancher Mergel sieht man würfelförmige Erhöhungen als Ausfüllungen von Hohlformen (Pseudomorphosen) ausgelaugter Steinsalzkrystalle. In dieser Zone treten im S auch zellige, lückige, löcherige Dolomite in unregelmäßiger Form auf (Zellendolomite); nach N gegen die Eifel zu scheinen sie zu verschwinden.

Auf die bunten Schiefertone und Mergel mit Gips folgt noch eine graue bis hellgraue Schichtenreihe von dünnblättrigem Mergel, Schiefertonen und z. T. dolomitischen Kalkbänken. Auch hier sieht man Nachbildungen von Steinsalzwürfeln (Pseudomorphosen). Diese graue Schichtenreihe ist mancherorts durch eine kleine, mehrere Millimeter große dünnschalige, längliche Muschel *(Lingula tenuissima)* ausgezeichnet und hat daher den Namen *Lingula*-Dolomit erhalten.

Bei dem sehr kleinstückigen, fast reintonigen Zerfall der tieferen Schichten gestaltet sich die Abtragung (Denudation) sehr stark und die Böschungen der Hänge sehr flach. Da über der Abteilung feste, klotzige, dickbankige Kalke und Dolomite mit steiler Böschung lagern, so übersäen diese mit ihrem groben und feinen Schutt die flachen Gehänge des Mittleren Muschelkalks, bedecken diese und entziehen dessen ganze Schichtenreihe der Beobachtung. Aufschlüsse sind daher sehr selten und meist sogar nicht im anstehenden Schichtenverband. Denn bei der sehr bildsamen (plastischen) Beschaffenheit der Tone und Mergel treten gegen den Fuß der Gehänge oft Bewegungen, Rutschungen, Schlipfe unter dem Einfluß des wasserfassenden auflagernden Schuttes auf.

Versteinerungen sind außer der nicht sehr häufigen *Lingula* und ganz seltenen Knochenresten nicht vorhanden.

Die Mächtigkeit erreicht um so verschiedenere und höhere Werte, je mehr und öfter Gips den Schichten eingelagert ist. Seine Ausdehnung und Aufquellen beim Übergang aus Anhydrit scheint hebend und aufwölbend auf die Nachbarschichten, besonders im Hangenden, gewirkt zu haben und vermag somit ihre wahre Mächtigkeit zu verdunkeln. An der Saar und Mosel darf man mit 25—40 m rechnen, bei Trier und an der unteren Sauer mit 40—50 m, — ja sogar 60 m und 100 m werden von H. Grebe angeführt —, gegen den Nordrand der Karte im Gutland rechnet man mit 40—50 m. Etwa 10 m hiervon entfallen auf die oberen grauen *Lingula*-Schichten.

Die Verwitterung der Schichtenreihe liefert besonders in der mächtigen unteren Reihe einen zähen, schweren Tonboden, der nur bei starker Vermischung mit Abhangschutt des Oberen Muschelkalks einigermaßen gelockert werden kann.

Die in der Bautechnik verwendbaren und viel verwendeten Gipse sind besonders zwischen der unteren Saar und Mosel sowie zwischen der unteren Sauer vertreten, sie sind grau, körnig und faserig, bilden eine oder mehrere Lagen, von denen Mächtigkeiten bis zu 6 m bekannt geworden sind. An der Kill, Nims und mittleren Prüm scheinen Gipse zu fehlen.

Dolomite und Mergel des Oberen Muschelkalks
(Hauptmuschelkalk, mo)

Die auf der Karte vereinigten Schichten sind in die üblichen beiden Stufen gegliedert. Die tiefste, der Trochitenkalk, ist im Kartengebiet in der von dem Hauptverbreitungsgebiet abweichenden Form, der sandig-dolomitischen, hier vertreten. Es sind hier graue, hellgraue, bis weiße, meist feste und dickbankige, aber auch mitunter zerreibliche, dolomitische Kalksteine bis echte Dolomite, seltener graue, dichte Kalke und Trümmerkalke. Die Gesteine werden oft oolithisch durch Aufnahme von sehr kleinen, runden, schalig aufgebauten Körnern (Oolithe), nehmen auch Glaukonit in dunkelgrünen Körnern auf und führen mitunter Linsen von chalcedonartiger Kieselsäure, im N des Gebietes oft in Oolithform. Dünne, weichere, mergelig-sandige Schichten lagern zwischen meist rauhflächigen dolomitischen 20—50 cm dicken Bänken. An der Mosel sieht man unten weiße, feinporige, stark quergeklüftete rauhe, dolomitische Kalke, die im großen abgebaut werden. Über ihnen lagern dolomitische Kalke und noch höher trochitenreiche Schichten. Nach Herrn Goetz (a. a. O., S. 360, 361) geht an der Sauer mit der Annäherung an die Küste ein Sandigwerden und eine Anreicherung von Magnesia Hand in Hand; die Oolithe verschwinden von O nach W und der Gehalt an Glaukonit wächst in dieser Richtung. Der Sandgehalt kann bis zu $^1/_3$ der Gesteinsmasse steigen; es stellt sich dann auch Glimmer auf den Schichtflächen ein.

Die bezeichnenden Versteinerungen sind natürlich die Trochiten genannten, kleinen, mehrere Millimeter großen, zylindrischen Einzelglieder von Seelilien *(Encrinus liliiformis)*, die in großer Zahl auf den Querklüften der Kalke als grauer spätiger Kalk herauswittern. Es ist aber zu bemerken, daß diese Reste sehr ungleich verteilt sind, oft nur dünne Bänke erfüllen, die durch andere und mächtigere, vollkommen trochitenleere voneinander getrennt sind. Im allgemeinen sind die Trochiten in den höheren Schichten häufiger als unten. Manche dünne Lagen von grauen, dichten Kalken bestehen mitunter fast nur aus Schalen der *Terebratula vulgaris*. Muschelreste wie *Myophoria, Lucina, Gervilleia, Ostrea, Pecten, Lima,* kommen vor, sind aber oft unbestimmbar. H. Grebe gibt das Vorkommen von Pflanzenresten (Schilfstengel), sogar von ganz dünnen kohligen Lagen an (Grundhof

a. d. Sauer und Irrel a. d. Prüm). Knochenreste, auch Zähne und Wirbel von Sauriern, Schuppen von Fischen *(Acrodus lateralis)* ferner Schnecken wurden gefunden.

Die Mächtigkeit schwankt etwas; zwischen der unteren Saar und Mosel sowie bei Trier werden 30 m angegeben[1]), etwas weiter nördlich sogar 40 m, bei Bitburg wieder nur 30 m und gegen das Luxemburgische 20—30 m. Es mag sein, daß Herr Grebe die Begrenzung der Schichtenreihe nach oben und vielleicht auch nach unten weiter gefaßt hat als es in Lothringen geschah, wo der Muschelkalk durch die Herren Schumacher und van Werveke eine besonders eingehende und sorgfältige Durchforschung erfahren hat. Am Nordrand der Karte bei Killburg fand ich die sandigen, mergeligen und dolomitischen Gesteine nicht mehr als 10 m mächtig.

Nur sehr schwer zerfallen die dickbankigen und großblockigen Kalke und Dolomite der Stufe, eher die weichen, mergeligen, sandigen Zwischenlagen. Die festeren Bänke bleiben bei der Abtragung in der Landschaft als vorstehende, unfruchtbare Felsen und Klippen stehen, und nur selten sieht man auf den Hochflächen, die sie bilden, eine dünne, lehmige Decke als Ackerkrume, meist auch wieder von der Verwitterung mergeliger Schichten herrührend. Auffällig ist, daß in diesen lehmigen Bedeckungen fast aller Kalk verschwunden ist.

Die kalkig-dolomitischen Bänke werden am rechten Moselufer oberhalb der Saarmündung, auch bei Hüttingen am Kil, in großen Brüchen meist für Zwecke der Eisenhütten gewonnen. Andere Kalke werden gebrannt zur Mörtelbereitung verwendet und in das übrige kalkarme Moselgebiet und an den Rhein versandt. Die oft Quadratmeter großen, 15—20 cm dicken Platten von Dolomit dienen örtlich zu allerlei Zwecken: als Belag für Boden, Brücken, für Zäune, auch zum Hochbau für rauhes Mauerwerk, zur Schottererzeugung usw. Von Dolomiten aus den Steinbrüchen bei Oberbillig hat das Nahrungsmitteluntersuchungsamt zu Trier eine Pauschanalyse ausgeführt, die ergab:

Kieselsäure SiO_2	= 5,95 %
Tonerde Al_2O_3	= 5,93 »
Eisenoxyd Fe_2O_3	= 1,57 »
Kohlensaurer Kalk $CaCO_3$	= 51,6 »
Kohlensaure Magnesia $MgCo_3$	= 32,59 »
	zus. 97,64 %

Trochitenkalke von Echternach[2]) und Grundhof[3]) an der Sauer haben 59,61 % bezw. 54,22 % kohlensauren Kalk und 33,09 % bezw. 37,58 % kohlensaure Magnesia und 4,09 % bezw. 3,87 % unlösliche Kohlensäure.

Die Obere Stufe mit Ceratites nodosus

Sie ist im Kartengebiet nicht immer scharf von der tieferen zu trennen, selbst wenn man die Vorkommen von Trochiten hierbei zu-

[1]) Bei Temmels an der Mosel ausnahmsweise 55—60 m nach H. Grebe.
[2]) Berg- und Hüttenm. Ztg. 1873, XXXII, 30.
[3]) Analyse im Laboratorium der landw. Versuchsanstalt in Ettelbrück i. L.

grunde legt. Die Leitversteinerung wird im nördlichen Verbreitungsgebiet zur großen Seltenheit und wurde im größten Teil überhaupt noch nicht gefunden. Ganz im S sind es graue, dichte, plattige, feste Kalke, zuweilen bituminös und mit dunkelgrauen, weichen Mergeln und Schiefertonen wechsellagernd. Diese Schichten grauen Kalks fehlen indes an der Mosel oder werden durch gelblichgraue bis weiße dolomitische, oft mergelige Kalke und Mergel ersetzt, denen auch graue Schiefertone und Mergel eingelagert sind. In den Steinbrüchen sieht man dicke und dünne dolomitische, auf den Schichtflächen unebene, rauhe und wulstige Kalke und Schiefertone in häufigem Wechsel, dicht oder feinkörnig, auch weiß und zuckerkörnig. Oolithe treten ebenfalls auf, wie auch Knollen von Chalcedon und Hornstein. Nicht unerhebliche Rückstandsmengen, meist Kieselsäure und Quarz mit Chalcedon, weisen manche Kalke (Nennig a. d. Mosel) auf. Übrigens stellt sich Quarz und Quarzit in einigen Dolomiten als Geröll ein (Bitburg). Kohlige Lagen fehlen auch hier nicht. Bei Nennig sind Brauneisenerz, bei Körrig und Kreuzweiler Bleiglanz und Kalk gefunden worden. Im Prümtal bei Oberweis stellen sich bereits Gerölle von Quarz und sogar Schotterbänke in den Kalken ein.

Mangels Aufschlüsse und bezeichnender Schichten und Versteinerungen gestaltet sich die Trennung der hier zur Besprechung stehenden Schichten von sog. Trochitenkalk bei Bitburg und in der nördlichen Nachbarschaft bei Killburg schwierig und undurchführbar. Auch die Abgrenzung der Schichtenreihe nach oben gegen den Keuper begegnet vielfach Widerständen, weil bezeichnende Gesteine fehlen. Im Anschluß an lothringische Verhältnisse wurden hellgelbe bis hellgraue, plattige Kalke und gelbe Mergel als Vertreter der sog. Grenzdolomite Lothringens als oberste Schichten angesehen. Darüber folgen bunte Tone des Unteren Keupers. Eine solche Reihenfolge zeigte der Eisenbahneinschnitt zwischen Erdorf und Bitburg, wo unter den bunten Schiefertonen der Lettenkohlenstufe zunächst 1—5 m gelbe, dichte, plattige bis bankige Dolomite und darunter graue bis grüngraue Schiefertone zu sehen waren. Versteinerungen sind im ganzen spärlich. *Ceratites nodosus* de Han fand sich bis jetzt nur an der unteren Sauer bei Gilsdorf und Echternach sowie an der Mosel oberhalb Trier (Hohe Sonne), aber immer nur selten. Herr Goetz fand bei Langsur a. d. Sauer *Lima gigantea*, dann südlich von Mesenich a. d. Sauer *Anoplophora lettica* Quenst. sp. und *Gervilleia mytiloides* Schl., bei Mörsdorf a. d. Sauer *Gervilleia costata* var. Schl. H. Grebe führt noch *Terebratula vulgaris* Schloth., *Lingula*, Knochenreste von Sauriern, Fischschuppen und -zähne aus dem Moselgebiet an. Auch bei Menningen a. d. Prüm wurden ähnliche Funde gemacht. In den oberen sog. unteren Grenzdolomiten fanden sich Estherien oft in großer Zahl (Nennig, Palzem, Besch a. d. Mosel) und *Myacites letticus* bei Gilzem.

Die Mächtigkeit der Schichtenreihe sinkt von S nach N, bei Trier und an der unteren Sauer 20—25 m, am Nordrand des Kartengebiets beträgt sie noch etwa 15 m.

[1]) Dies. Jahrb. f. 1914, XXXV, Bd. I, S. 380—381.

Im nördlichen Kartenbereich, besonders im Gebiet des Blattes Bitburg (nordwestlich von Ordorf und Dudeldorf, dann bei Trimport, Scharfbillig, Röhl und an anderen Orten) lagert auf den ziemlich ebenen Hochflächen des Oberen Muschelkalkes ein mehrere Meter mächtiger, ockerbrauner, an eisenschüssigem Ton reicher, sandarmer, Bohnerz führender Lehm, der als Verwitterungsergebnis der tonig-mergelig-sandigen Schichten über den Dolomiten des Trochitenkalkes angesehen wurde. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Verlehmung dieser Schichten aus der Tertiärzeit stammt, deren Bildungen weiter südlich in kleinen Becken als Tone, Sande und Kiese erhalten geblieben sind. Ich stehe nicht an, diese lehmige Verwitterung derjenigen des Hunsrückschiefers am Rand der ehemaligen Tertiärbedeckung im Hunsrück selbst zeitlich an die Seite zu stellen.

Die Verwendung der Gesteine dieser Unterabteilung ist im nördlichen Kartengebiet sehr untergeordnet; im mittleren und südlichen geben die festeren dolomitischen Gesteine mitunter Anlaß zur Gewinnung von Bausteinen und die kalkigen zur Herstellung von Mörtel. Auch zur Eisenverhüttung werden manche dolomitische stark zerklüftete Gesteine in großem Maße bei Nennig (Schloß Thorn) und Palzem a. d. Mosel gewonnen.

Keuper

Seine Abgrenzung nach unten ist in der Weise erfolgt, daß die sog. untersten Grenzdolomite als Oberer Muschelkalk und erst die darüber folgenden bunten Mergel als Beginn des Keupers angesehen wurden.

Mergel, Sandsteine und Konglomerate des unteren Keupers (ku)

Bezeichnend für die Reihe sind die bunten, roten, braunen und grünlich grauen, weichen Mergelschiefer und Schiefertone, die mit aschgrauen oft dolomitischen, auch wohl porösen mergeligen Kalken und roten, gelben, grauen, mitunter glaukonitischen und glimmerreichen Sandsteinen verknüpft sind. In den Mergeln und Tonen trifft man mitunter sog. Steinsalzwürfel auf Schichtflächen. In Trierischen bilden dickbankige, gelbliche und graue, poröse Dolomite, der sog. obere Grenzdolomit, den Abschluß der Reihe; sie verschwächen sich nach N wesentlich und scheinen bei Bitburg und an der oberen Nims und auch an der Sauer zu fehlen. Dafür stellen sich in diesen Gebieten von S her zunächst einzelne Gerölle, dann aber echte Schotterbänke (Konglomerate) mit sandig-kalkigem, dolomitischem, nicht eben reichem Bindemittel ein. Von Bitburg nach Westen zur Enz, Prüm und Sauer verstärken sich die Schuttmassen oder rotgrauen Schotter zwischen den bunten mergeligen Schichten und Sandsteinen und wiederholen sich nach oben mehrfach. Die weiter nach W sich entwickelnden Änderungen hat K. Götz in seiner mehrfach erwähnten Abhandlung genau verfolgt und beschrieben. Die Gerölle der Schotter erreichen bis zu 10 cm Durchmesser und bestehen aus dunkel- bis rotgrauen Grauwacken, Quarziten und Milchquarz, also aus Gesteinen des benach-

barten Unterdevons. Einige Eigentümlichkeit verdienen Erwähnung: Konglomerate von Freilingerhöhe (nördlich Bollendorf) besitzen ein kiesiges, und zwar quarziges Bindemittel, das auch als Fortwachsung auf Quarzgeröllen erscheint. In andern Konglomeraten z. B. denen von Hommlingen, fand sich reichlich dolomitisches Bindemittel. Unter den Geröllen fällt ein weißer Kieseloolith auf, den ich bei Freilingerhöhe fand, und weiter schwarze Quarzite, wie sie dem Kambrium des Hohen Venn eigen sind, die also aus größerer Entfernung hergekommen sein müßten. Aber besonders wichtig erscheint mir die Wahrscheinlichkeit von Geröllen von Triasgesteinen in den Keuperkonglomeraten. Bei Hommlingen fand ich ein Geröll von gelbem, glimmerführendem Sandstein (Oberer Buntsandstein?), auch hellgrauem, feinkörnigem Dolomit, wie er im Oberen Muschelkalk der Nachbarschaft ansteht. Das sind Belege sowohl für das Übergreifen (Transgression) des Unteren Keupers wie auch für die Abschleifung (Abrasion) der unmittelbar vorher gebildeten Triasgesteine selbst, also für besonders starke Bewegungen am Rand der Trias am Schluß der Muschelkalkzeit. Irrtümlicherweise wurden da und dort die lockeren Schotter des Unteren Keupers für diluviale Flußablagerungen gehalten.

Sehr groß ist die Zahl der tierischen und pflanzlichen Reste in der Schichtenreihe nicht. Die Sandsteine sind zwar oft reich an letzteren (Schilfstengel), aber deren schlechte Erhaltung verbietet die Bestimmung. Die oberen Dolomite im Süden des Kartengebiets bestehen zum Teil aus Muschelkalken und lassen häufig *Myophoria* Gldf. erkennen. Fischschuppen und -Zähne kommen auch mancherorts in Sandsteinen vor (Dittlingen bei Saarburg). In geflammten dolomitischen Schichten fand H. Grebe auch Estherien und *Lingula tenuissima* bei Wincheringen und *Myophoria transversa* bei Messerich a. d. Nims.

Unter den drei Keuperabteilungen ist die untere die schwächste; an der Mosel bei Temmels und bei Trier mißt man etwa 20 m, an der mittleren Sauer noch 15 m, bei Bitburg noch etwa 10 m und weiter nördlich noch weniger.

Angesichts des starken Wechsels in der Beschaffenheit der Schichten ändert sich auch der Verwitterungsboden sehr erheblich, je nachdem er aus dem Mergel, Schiefertonen, Sandsteinen, Dolomiten oder Schottern hervorgeht. Da alle diese Gesteine keine großen Mächtigkeiten, höchstens wenige Meter, erreichen, so treten ihre verschiedenen Böden auf kleinen Flächen in starker Mischung auf.

Die höchstens 3 m mächtigen Sandsteine werden vereinzelt in beschränktem Umfange (bei Dittlingen und Wochern) im Saargau als Baumaterial benutzt. Die Schotter dienen bei größeren mehrere Meter betragenden Mächtigkeiten zur Kiesgewinnung für Straßenbau.

Schiefertone und Mergel des Mittleren Keupers (km)

Im Süden auf der linken Seite der Mosel im Luxemburgischen nimmt diese Schichtenreihe große Flächen ein. Über ihre Gliederung und Beschaffenheit bitte ich die Erläuterungen des Herrn van Wer-

VEKE zu einer Übersichtskarte des südlichen Luxemburg nachzulesen. Im übrigen Kartengebiet an der Nims, Prüm und Sauer sind die drei Glieder, nämlich der Gips- und Salzkeuper, der Schiefersandstein und die Steinmergel, als Ganzes zusammengefaßt worden.

a) Der Gips- und Salzkeuper als tiefster der Abteilung besteht aus bunten, roten, vorherrschend auch gelben, grauen, grünlich-grauen Mergeln und Schiefertonen mit knollenförmigen Einlagerungen von weißem Kalkstein und drusigem Dolomit, auch zelligem Dolomit in einzelnen Bänken. Die sog. Steinsalzwürfel, ebenso auch Gips, erscheinen auch hier auf den Schichtflächen in den unteren Lagen, aber nur selten abbaufähig (Holzthum a. Prüm). Gegen die Sauer zu erscheinen quarzitische Sandsteinlagen (Wallendorf). In der Ernzener Schlucht bei Bollendorf a. d. Sauer beobachtete H. Grebe Bleiglanz in einem dichten Mergelkalk der tiefsten Schichten.

b) Vertreter des Schilfsandsteins sind nur gegen die mittlere Sauer (Wallendorf und Bollendorf) zu, sonst nicht, vorhanden, es sind rotgraue, geflammte oder gestreifte, feinkörnige, sandige Schichten von nicht mehr als 3 m Mächtigkeit.

c) Die Steinmergel erscheinen nur zwischen der unteren Nims, Prüm und Sauer, sind aber hier von weitem durch ihre bunten Färbungen und Bänderungen an den oberen Abhängen leicht kenntlich. Es sind hellgraue, graue, rotgraue, blaugraue, rote und violette, in kleine kantige, eckige und muschelige, schalige Splitter, Brocken und Bröckchen zerfallende Mergel mit zahlreichen dünnen (10 bis 25 cm) festeren Bänken von außen hellgrauer, innen dunkelgrauer Farbe.

Über die Entwicklung der Schichtenreihe westlich des Kartengebietes am Südfuß der Ardennen gibt Herr K. Goetz in seiner Abhandlung (a. a. O. S. 390—404) genauere Aufschlüsse. Hier ist nur eine Schichtenfolge zu erwähnen, die Herr M. Blanckenhorn im Steinmergel-Keuper bei Echternach in der Ernzener Schlucht beobachtet hat[1]).

Versteinerungen sind nur in den festeren Steinmergelbänken und auch da nur selten bekannt geworden, und zwar Muscheln (*Lucina?*, *Corbula* sp.) (Wißmannsdorf) und 5 mm große Schnecken (*Turritella Theodori* Berger) neben Knochen und Fischresten.

Die Mächtigkeit der ganzen Abteilung wird nahezu 120 m erreichen, die sich zu 40 bis 50 m auf den Gipskeuper und zu 60 bis 70 m auf die Steinmergel verteilen.

Bezeichnend ist die geringe Verwitterung der Steinmergel. Ich halte sie aber nur für scheinbar. Die Gesteine nehmen unter den auflagernden Sandsteinen oft die obersten steilen Gehänge ein, nehmen wenig Wasser auf, sind also ziemlich undurchlässig und verhindern die Niederschläge am Versickern. Diese fließen daher meist oberflächlich ab und vermögen dabei die außergewöhnlich leicht zerfallenden kleinen Splitter an den steilen Böschungen aufzunehmen

[1]) Blanckenhorn, Die Trias am Nordrand der Eifel. Abhandlg. z. Geol. Spez.-Karte von Preußen usw. Berlin 1885, VI, 131.

und mit zu Tal fortzureißen. Dabei wird aller feiner Verwitterungsboden fortgeschlemmt, die Schichten bloßgelegt und durch Runsen stark zerrissen. Auf ebenen Flächen, der Verwitterung (Regen, Schnee, Frost, Wärmeschwankungen, Sonnenbestrahlung) ausgesetzt, entsteht ein schwerer toniger Boden, wie er bei den Mergeln und Schiefertonen des Gipskeupers zu finden ist. Eine Verwendung der Gesteine in der Technik ist nicht bekannt geworden.

Mergel, Schiefertone und Quarzite des Oberen Keupers (Rät, ko)

Sie beschränken sich auf die Hochflächen zwischen Nims, Prüm und Sauer, wo sie unter dem Schutz des Luxemburger Sandsteins erhalten geblieben sind. Die Reihe besteht zutiefst aus dem sog Rätsandstein, einem gelben, fein- bis grobkörnigen, reinen, dünnplattigen Quarzsandstein oder Quarzit, der bis zu 7 m mächtig werden kann, durch Aufnahme von Geröllen oft konglomeratisch wird. Darüber lagern als oberes Glied rote und graue Schiefertone in bis zu mehrere Meter erreichender Mächtigkeit. Da die klippenartig am Rand der Hochfläche des Luxemburger Sandsteins vorspringenden Sandsteinfelsen als grober Schutt die steilen Abhänge des Keupers dicht bedecken, ist es lediglich Zufall, wenn die nur höchstens 10 m mächtigen Rätschichten der Beobachtung zugängig sind. Erwähnenswert erscheint mir das Vorkommen von Kieseloolith als Geröll in einem Rätkonglomerat, das ich bei Oberweis fand. Herr Grebe berichtet a. a. O., S. 410 über ein ähnliches Oolithgeröll bei Graulinster in Luxemburg. Die Funde beweisen, daß Kieseloolithe älter als Rät sein können.

Versteinerungen sind in der Reihe nicht gefunden worden, auch die Leitform *Avicula contorta* Portl. nicht.

Lias

Zwischen der Nims und der Sauer ragen aus dem benachbarten Luxemburg die Lias-Schichten des großen nordfranzösischen Beckens in das Kartengebiet hinein. Aber nur die drei tiefsten Glieder der Abteilung sind vertreten.

Luxemburger Sandstein (ls)

Ihnen voraus gehen die 4—6 m mächtigen Kalke mit *Ammonites planorbis*. Sie sind meist dünn geschichtet, schwarz oder grau, reich an Bitumen, das beim Anschlagen durch starken Geruch bemerkbar wird. Sie werden überlagert von rund 3 m dunkelgrauen Schiefertonen und Mergeln. Nur an wenigen Stellen bei Echternacherbrück, Holzthum und Wallendorf sind sie unter dem Schutt des folgenden Sandsteins aufgeschlossen. Die Leitversteinerung der *Planorbis* ist ziemlich häufig, auch Muscheln (Pecten) kommen vor.

Der Luxemburger Sandstein gibt durch seine hohen senkrechten Felswände, die sich viele Kilometer lang am Rand der Hochflächen wagerecht hinziehen, der Landschaft ein besonderes Gepräge und ein

von der Umgebung stark abweichendes Aussehen. Er ist gelb, hellbraun, hellgelb oder hellgrau, mittel- bis grobkörnig, durch kohlensauren Kalk mehr oder minder fest gebunden, dickbankig (Bänke von 6 m Dicke), seltener dünngeschichtet, ziemlich porös und daher sehr wasserdurchlässig. Vielfach glitzern seine Sandkörner, sind also in einer Lösung fortgewachsen wie die des Hauptbuntsandsteins. Manche Lagen führen bis 2 cm große, starkgerollte Gerölle von Quarzit, Quarz, auch wohl Grauwacke. Das kalkige Bindemittel reichert sich oft in metergroßen rundlichen Nieren und Knollen als weißer sandiger Kalk an. Fallen diese an freistehenden Klüften heraus oder werden ausgelaugt, dann entstehen entsprechende Höhlungen im Sandstein, wie sie vielfach wahrzunehmen sind. Nach Art der sächsischen und schlesischen Quadersandsteine ist der hier besprochene durch annähernd senkrecht zur Schichtfläche verlaufende und unter sich ziemlich regelmäßig nach NO, NW und N streichende Klüfte in sehr große prismatische Blöcke von vielen Metern Höhe und Breite zerlegt. Sie bilden die senkrechten Wände der schluchtartigen Täler und des Randes der Hochflächen. Da die tonig-kalkige Unterlage sehr kleinstückig zerfällt, verflacht sich bei der Abtragung häufig ihre Böschung, bröckelt unter dem auflagernden Sandstein heraus und verursacht durch dessen Überhängen und Vorspringen kleine Höhlungen. Der auflagernde Sandstein verliert am Rande der Schluchten seine feste Unterlage, kippt in dicken Blöcken um, öffnet damit die vorher vorhandenen Spalten zu großen offenen Klüften, stürzt auch wohl den steilen Hang hinunter oder gerät auf dessen feuchter, toniger Unterlage ins Gleiten und Abrutschen. Auf diese Weise muß die Bildung der offenen Klüfte, der Blockfelder und des bis zur Sohle der über 100 m tiefen Täler hinabreichenden großblockigen Sandsteinschuttes erklärt werden. Die Umgebung von Echternach, von Bollendorf, Wallendorf an der Sauer und Prümzurley an der Prüm mit ihren wilden Schluchten (Weilerbach, Guten-Felkenbach usw.), felsigen Hängen und düsteren Waldungen, mächtigen Felsspitzen und wasserreichen Bächen gehört zu den reizvollsten Landschaften des ganzen Kartengebietes und seiner weiteren Umgebung.

An Versteinerungen sind in erster Linie *Ammonites angulatus*, dann *Pecten textorius, P. glaber, Lucina succincta* und andere Muscheln, auch Schnecken zu nennen. Auf der Luxemburgischen Seite gestaltet sich die versteinerte Tierwelt reicher. Unbestimmbare Pflanzenreste wurden ebenfalls beobachtet.

Die Mächtigkeit des Sandsteins erreicht 60—70 m. Das verhältnismäßig und unter gewissen äußeren Bedingungen leicht lösliche Bindemittel des Sandsteins beschleunigt auf den Hochflächen seinen Zerfall zu Sand und einem wenig ergiebigen, lockeren und sehr durchlässigen trocknen Boden, der sich in erster Linie nur für Waldbau eignet.

Die in ihren Abmessungen sehr großen Sandsteinblöcke haben schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Baumeister auf sich gezogen. In der Tat gibt der hellgelbe, gleichkörnige, ziemlich leicht bearbeit-

bare, auch wetterbeständige Sandstein einen sehr geeigneten Werkstein für Hochbau, Prunkbauten usw. Er wird meist versandt.

Mergel mit Gryphaea arcuata (lu)

Auf der Hochfläche des Sandsteins lagern bei Ferschweiler und Ernzen schwarze blättrige Mergel und Schiefertone, nach oben dünne Platten von dunkelgrauem, dichten, bituminösen Kalk führend.

Die nur wenige Meter mächtigen Schichten beherbergen die Leitmuschel *Gryphaea arcuata* Lam., dann fingerförmige Kopffüßerreste *Belemnites brevis* und Stielglieder von Seelilien *Pentacrinus tuberculatus*.

Diese Schichten verwittern leicht zu einem ziemlich schweren Lehmboden, der sich für Beackerung gut eignet.

Lagerung der Trias und des Jura

Aus der Verbreitung der jüngsten Schichten muß man bei der flachen Lagerung auf eine Muldenlinie (Synklinale) schließen, die etwa von Longwy über Bollendorf a. d. Sauer auf Bitburg verläuft und an der mittleren Kill oberhalb Killburg sich heraushebt. Die Trias-Schichten neigen zu beiden Seiten auf diese Linie zu, aber mit sehr kleinem Winkel, der wahrscheinlich unter 5° bleibt und nur auf größere Strecken hin überhaupt sichtbar wird. Nur am Ostrand der Trierer Bucht, wenn ich diesen Namen einmal beibehalten will, sieht man in dem randlichen Hauptbuntsandstein von Erlenbach über Föhren, Quint, über das untere Killtal (Ehrang), Biewer, Pallien, Igel hinaus stärkere Neigungen und zwar solche bis zu 15° zur Wagerechten. Wahrscheinlich ist dieser steiler nach NW geneigte Randstreifen zwischen größeren streichenden, d. h. hier SSW—NNO verlaufenden Verwerfungen eingeschlossen, deren westliche in der Bruchlinie Dreis a. d. Salm-Erlenbach-Kaiserhammer-Quint kenntlich ist[1]). Der Buntsandstein im S an der Sauer liegt sehr flach auf dem Unterdevon auf.

Eine flache Muldung läßt sich also in der Trierer Bucht sicher nachweisen. Sie kann nur nach der Ablagerung des Jura entstanden sein und wird gemeinhin ins ältere Tertiär verlegt. Die Mulde zeigt in der Achse (Furche) die ruhigste Lagerung und die wenigsten Störungen. Der NW- besonders aber der SO-Flügel sind gegen den äußern Rand hin von streichenden, d. h. dem Rand gleichlaufenden Störungen stark durchsetzt. Der allgemeine Sinn des Verwurfs drückt sich in einem staffeligen Absinken nach der Muldenachse zu aus, doch kommen auch im SO-Flügel und an der unteren Sauer mehrere entgegengesetzte Fälle vor. Sie können sowohl durch die schwache Faltung, die die Muldung verursacht, wie auch durch Hebung der

[1]) Die nördl. Fortsetzung des oberen Rotliegenden im unteren Quinttal bis zum Kaiserhammer (Bl. Schweich d. Spezialkarte) muß bei der 10—15 Grad betragenden Neigung des Hauptbuntsandsteins Zweifel begegnen. Entscheidende Aufschlüsse fehlen leider.

Ränder oder Einsinken der Mitte zustande kommen und setzen eine gewisse Seitenpressung voraus. Nimmt man eine Hebung der Randgebirge für die Muldung an, so muß jene im NW stärker als im SO bei Trier gewesen sein, denn das Herausheben des SO-Muldenflügels gegen SO zu selbst findet an der unteren Sauer viel undeutlicher statt als im NW. Diese Erscheinung wird im SO freilich durch die zahlreichen Brüche verdunkelt, die anscheinend durch die ältere Wittlicher Senke und deren Randspalten bei Trier stark beeinflußt werden. Selbst für die nachtriadischen, zwischen der unteren Saar und Mosel mehr nach NNO und N gerichteten Brüche möchte ich die oberpermischen Bewegungen mit verantwortlich machen. Die Ränder des alten Schiefergebirgsrumpfes waren seit der Bildung der obercarbonischen Furche schwache, brüchige Stellen bei allen späteren Gebirgsbewegungen. Berücksichtigt man die Lagerungsverhältnisse in der südlichen Nachbarschaft (Bl. Saarbrücken), so wird der Einfluß der alten Randspalten auf die nachtriadischen Bewegungen nicht minder klar. An den Rändern des mächtig in das Triasmeer aufragenden Taunusquarzites gehen die jüngeren Spalten auseinander oder vereinigen sich aus NNO und NO zwischen Saar und Mosel mit ONO am Südrand des Unterdevons. Auch das Einsinken der Hauptbuntsandsteinmulde Merzig-Wahlen-Wadern wird im S durch den alten Unterdevonrücken Alzingen-Düppenweiler bedingt, der wahrscheinlich schon mit dem jüngsten Obercarbon bestand. Es ist sehr wohl möglich, daß dieser Rücken die Sattelung des Unter- und Ober-Rotliegenden bedingte, die der Gebirgsdurchschnitt ergibt.

Herr van Werveke hat gezeigt, daß der Hauptbuntsandstein von der Trierer Bucht aus nach SW und W früher als man bisher glaubte, einen Abschluß gegen das nordfranzösische Becken fände, und daß nach diesen Richtungen hin kein offenes Buntsandsteinmeer vorhanden gewesen sei. Danach würde dieses nur als etwa 40—70 km breiter Streifen westlich um das Unterdevon herumgereicht haben. Auch für den Muschelkalk nimmt der genannte Forscher noch einen nordsüdlich verlaufenden Rand als Abschluß gegen das nordfranzösische Becken an.

Die zahlreichen Bruchlinien in dem sonst tafelartigen Bau der Trias sind in den quer verlaufenden Talstrecken der Mosel oberhalb Konz und besonders der Sauer, auch in denen der Kill, meist gut aufgeschlossen und selbst dem Nichtfachmann kenntlich. Auf die Einzelheiten hier einzugehen würde zu weit führen; ich verweise in dieser Beziehung auf die Spezialkarten. Immerhin möchte ich darauf hinweisen, daß in dem stark zerstückelten Gebiet westlich Trier wahrscheinlich mehr Zerreißungen und Verwerfungen vorhanden sind, als die Karten angeben. Die Verfolgung der Bruchlinien im Hauptbuntsandstein begegnet des Mangels an kenntlichen Schichten wegen großen Schwierigkeiten. Mancher beträchtliche Verwurf ist auch durch jüngere Aufschüttungen (Schutt) bedeckt und unsichtbar. Um nur eins zu erwähnen, sei auf die Wahrscheinlichkeit hingedeutet, daß sowohl der östliche wie der westliche Rand des Moseltales bei Trier selbst

auf Schichtenbrüchen (Verwerfungen) beruht. In dem Hauptbuntsandstein des Eisenbahneinschnitts am Heidenberg bei Zewen (Konz gegenüber) sind z. B. SW—NO gerichtete Verwerfungen zu sehen. Auch die Tatsache, daß die breite Talsohle der Mosel bei Trier einen zumeist aus Ober-Rotliegendem bestehenden Untergrund besitzt, bestätigt, daß von der Wittlicher Senke her die südöstlichen Randspalten bis in die Nähe von Konz reichen. Vielleicht sind die mitunter bei Trier sich zeigenden schwachen Erderschütterungen die Nachklänge früherer größerer Spaltenbewegungen.

Ob im Innern der Trierer Bucht Anzeichen von flachen Faltungen vorhanden sind, wie sie die lothringische Trias in mehreren Sätteln und Mulden erkennen läßt, erscheint wenig wahrscheinlich. Anhaltspunkte dafür sind nicht vorhanden und in dem beigegebenen Gebirgsschnitt auch ferngeblieben.

Das genaue Alter der die ursprünglich wagerechte Lagerung der Trias- und Jura-Schichten beunruhigenden Störungserscheinungen ist zweifelhaft. Anscheinend nimmt das Tertiär an ihnen nicht teil, sie dürften also in der Hauptsache älter als dieses sein, was allerdings noch einen großen Spielraum läßt. Nach Ablagerung des Tertiärs haben aber in der Wittlicher Senke abermals Senkungen und Hebungen stattgefunden, die das Tertiär von Pohlbach gegen dasjenige von Piesport um 170—180 m verschoben.

Tertiäre Ablagerungen (bγ, bσ)

Die Reihenfolge der mesolithischen Schichten gestaltete sich im O der Trierer Bucht durchaus regelmäßig, im W, wie wir gesehen haben, der Auskeilung wegen, nicht. Wie hoch hinauf die Reihe reichte, ist unsicher. Man wird sie wohl bis zum Schluß der Juraformation annehmen dürfen. Ablagerungen der Kreideformation finden wir in der Bucht erst in den Argonnen rd. 100 km von der Trias entfernt, und im N in den Feuersteinen der Hochfläche des Hohen Venns, in etwa 80 km Entfernung. Aus dem Übergreifen der Oberen Kreide am Westrand der Ardennen ersieht man, daß diese Senkungsbewegung bis gegen den Schluß der Kreide noch fortdauerte, während im Osten des nordfranzösischen Beckens am Hochwald und an der Saar keine nennenswerten Anzeichen von Untertauchen unter den Meeresspiegel der Trias und des Jura vorhanden sind. Man wird daraus vielleicht schließen können, daß sich das Meer während der Mesolithik langsam von Osten nach Westen unterhalb unseres Gebietes zurückzog, und daß danach Kreideablagerungen in Schichtenfolge über der Trierer Bucht wahrscheinlich nicht mehr erfolgten. Die Feuersteine des Hohen Venns weisen auf die benachbarte Limburger Kreide hin; es soll dabei nicht unerwähnt bleiben, daß im ältesten Diluv der Kill sowohl wie der Sauer Feuersteine nicht selten sind und in deren Oberlauf früher vorhanden gewesen sein müssen. Heute fehlen sie hier.

Wenn auch die ehemalige Ausdehnung der vortertiären Ablage-

rungen im Bereich des Kartengebiets durchaus größer ist, so müssen wir doch annehmen, daß die umgestaltenden Bewegungen im Festen und Flüssigen, die von der ältesten Tertiärzeit, vielleicht sogar von der Kreidezeit an, Mitteleuropa ergriffen haben, auch hier sich wesentlich in einer Hebung des Landes oder in einem Zurückdrängen des Meeres äußerten. Die älteste Tertiärzeit dürfte das Kartengebiet als Festland gesehen haben. Wie lange es dieses Aussehen bewahren konnte, ist vollkommen ungewiß, weil über das Alter der einschlägigen Bildungen im Kartengebiet nichts Genaues bekannt ist.

Die Ablagerungen bestehen aus Kiesen, Sanden und Tonen, haben aber im Gegensatz zu den Darstellungen der älteren Spezialkarten des Gebiets eine verhältnismäßig geringe wagerechte Verbreitung; sie beschränken sich auf die Hochfläche zwischen Salm und Kill, gehen nur wenig über diese nach W und S hinaus und fehlen im Gebiet der Sauer, der oberen Mosel (von den sog. Braunkohlenquarziten abgesehen) und Saar, sowie auch im ganzen Bereich des Hochwaldes[1]). Nur in der NO-Ecke der Karte bei Rödelhausen ragen die sandigen Ablagerungen des eigentlichen Hunsrücks noch herein. Daß reichliche Vorkommen von Milchquarz besonders im Hunsrückschiefer als Reste von tertiären Schottern angesehen wurden, lag nahe. Indes konnte nur dann von diesen die Rede sein, wenn wirkliche Gerölle vorlagen. Ob die sog. Braunkohlenquarzite ihre Entstehung mit derjenigen der Sande und Kiese teilen oder aber älter als diese sind, wäre noch nachzuprüfen. Diese Kiese und Schotter herrschen im Salmgebiet vor, fehlen auch nicht im Killgebiet bei Herforst, Binsfeld und Zemmer, auch Sand ist überall reichlich vertreten, Ton meist nur im Westen der vom Buntsandstein gebildeten Wasserscheide zwischen Salm und Kill. Die kleinen Reste bei Cröv (am Mont Royal) führen auch etwas Ton. Alle drei Gesteine wechseln miteinander in unscharfen, dünnen bis meterdicken Lagen nach oben und unten sehr unregelmäßig, ändern oft ihre Mächtigkeit, keilen sich aus usw. Ebenso stark ist der Wechsel in der Färbung, die zwischen braun (Brauneisen) und weiß in allen Übergängen schwankt. Ich beobachtete z. B. in einer Sandbank am Wege von Binsfeld nach Niederkail 1,5 m weißen bis hellgrauen Ton, 2—3 m weißen, hellgrauen bis hellbraunen lockeren Sand, 2 m weißen, grobkörnigen, lockeren Kies. In einer Nachbarbank fehlen die Tone vollkommen und nur ein Wechsel zwischen grobem und feinem Kies wurde beobachtet. Die Schichten gehen meist allmählich in einander über, sind unscharf und oft wellig.

Neben großen runden Blöcken von weißem Quarzit und verkieseltem Quarzkonglomerat (sog. Braunkohlenquarzit) erreichen die Quarzgerölle bis zu 15 cm Größe, bleiben aber meist unter diesem Maß, sind entweder gerundet oder nur kantenrund und nur selten untereinander verkittet. Brauneisen reichert sich mitunter in annähernd wagerechten, oft welligen Lagen von einigen Dezimetern Stärke im Kies an und verkittet ihn nach Art der Brauneisenstreifen, die in Flußschottern

[1]) Leppla, Dies. Jahrb. 1895, XVI, S. 86.

beim Verdampfen von eisenreichem Wasser gebildet werden. Der Milchquarz, wie er den Gängen des Unterdevons entstammt, bildet 99% aller Gerölle. Ihr sehr kleiner Rest setzt sich aus verschiedenen Gesteinen zusammen: entfärbter Buntsandstein, grauer bis gelber Quarzit (Unterdevon), Kieselschiefer oder schwarzer Quarzit (Cambrium?), Achat. In den Kiesen von Röhl (südöstlich Bitburg) ist Feuerstein vertreten, wie er im Hohen Venn vorkommt. Unzweifelhafte Kieseloolithe sind bis jetzt nur in den Kiesen am Piesporter Heiligenhaus und etwas südlich davon 300 m über dem Moseltal gefunden worden. Die groben verkieselten Quarzsande und Quarzkiese haben auf den Höhen des Moselgaues, an der Saar oberhalb Konz eine große Verbreitung.

Die weißen oder gelbgefärbten, kalkhaltigen oder -freien Sande, die meist ohne scharfe Grenze in die Kiese übergehen, sind meist von scharfkantigem und eckigen Korn, das über 1 mm groß ist.

Die Tone sind grau, meist sehr bildsam, hellgrau bis rötlich oder etwas gelblich, oft linsen- und schmitzenförmig verteilt und erreichen 6 bis 7 m Mächtigkeit. Übergänge zu Sand fehlen natürlich nicht. Wo keine Aufschlüsse (Gräbereien) vorhanden sind, tritt im Bereich der tonigen Schichten ein mehrere Meter mächtiger brauner Lehm zutage, der durch hellgraue Streifen mitunter seine Herkunft aus tonigen Schichten erkennen läßt. In diesem Lehm finden sich häufig bohnerzartige Brauneisenknollen, besonders an der Sohle, und nicht selten ist das Eisenerz bis zu mächtigen Lagen auch im Ton vorhanden, wie z. B. bei Speicher an der Straße nach Herforst und von Herforst nach Rothaus.

Wie schon bei Besprechung des Oberen Muschelkalks erwähnt wurde, sind große Flächen der Hochebene zu beiden Seiten der Kill mit braunem Lehm bedeckt, von dem es wahrscheinlich ist, daß seine Entstehung bereits in die Tertiärzeit hineinreicht. Leicht möglich ist es auch, daß an manchen auf der Karte nicht angegebenen Stellen unter diesem Lehm wirklich tertiäre Gesteine lagen. Es schien mir aber nicht angängig, dies allgemein vorauszusetzen, weil ich in der Mehrzahl der Vorkommen doch eine Unterlage von Oberem Muschelkalk oder Unterem Keuper feststellen konnte. Ich mußte daher diese Schichtenreihe als Muttergesteine der Lehme betrachten.

Die Herkunft der Gerölle deutet bei den Kiesen auf den Moselhöhen auf den Oberlauf der Mosel und Saar, soweit hier Kieseloolithe (Kieselholz), auch Achate vorkommen. Die weitaus größte Zahl der Gerölle ist dem Schiefergebiet und dem Buntsandstein entnommen. Wenn auch die Abhängigkeit der Geröllgesteine von der Beschaffenheit der Umgebung des Tertiärs eine Zufuhr aus diesen kenntlich macht, so sprechen doch einige andere Eigenschaften gegen eine reine Flußanschwemmung, wie sie die diluvialen und heutigen Flüsse zurückließen. Vor allem die weiße Farbe, die nicht auf Abtrag aus einer gewöhnlichen festländischen Verwitterung hinweist, sondern die Annahme einer Bleichung nötig macht, die sich entweder auf dem Festland selbst vorher vollzogen hatte (Enteisenung durch Humus- oder

Kohlensäure) oder während der Ablagerung des Tertiärs vor sich ging. Weiter kann die starke Abrollung der an sich zu den härtesten und widerstandsfähigsten Gesteinen gehörigen Milchquarze nicht allein das Ergebnis einer gewöhnlichen Fließbewegung sein, denn in unseren Schiefergebirgsflüssen kommt eine solche Abrollung der Milchquarze nicht einmal nach 30 km Wegstrecke zustande. Diese eckigen Quarzbrocken werden in den gefällereichen Flüssen höchstens kantenrund, Tone von solcher kaolinischen Reinheit und mehr als 6 m Mächtigkeit haben in den diluvialen und heutigen Gebirgsflüssen auch keine Gegenstücke. Die undeutliche Schichtung der Sande und Kiese endlich weicht ebenfalls erheblich von der Form reiner Flußschotter- und -sande ab. Wo sind die Reste der Tonschiefer des umgebenden Schiefergebirges geblieben? Vielleicht müssen wir die Tone als kaolinisiertes Zerreibsel ansehen. Die starke Rollung der Quarze, die vollständige Zerreibung der schiefrigen Gesteine setzen stärkere Bewegungen des Wassers voraus, als sie selbst in gefällreichen Flüssen vorkommen. Man muß an starken Wellenschlag und Brandung an felsigen und klippigen Ufern denken, wenn man sich die Rollung der Milchquarze verständlich machen will. Die Ausdehnung des Tertiärs entspricht bei dem Mangel an ausgesprochener Längsrichtung nicht der Talform. Es sind flache Becken mit limnischen Ablagerungen von geringer Ausdehnung, in deren Innern sich da und dort reine Tone aus ruhigem Wasser absetzen konnten. Nennenswerte Zufuhr durch fließendes Wasser aus weiter Ferne fand nicht statt.

Die tertiären Ablagerungen verteilen sich auf Höhenlagen von rund 200 m (Pohlbach) bis 408 m (westlich Piesport) über NN., Höhenunterschiede, die Senkungs- oder Hebungsvorgänge aus nacholigocäner Zeit oder sogar noch jünger als altpliocän wahrscheinlich machen.

Bestimmbare Versteinerungen konnten bisher nicht gefunden werden. Schneckenreste gibt H. Grebe in manchen tertiären Quarziten an. Ist das Vorkommen der am Niederrhein für die jüngste Tertiärzeit nach den Untersuchungen der Herren E. Kaiser und Fliegel bezeichnenden Kieseloolithe[1]) auch hier maßgebend, dann würde man dem Tertiär der Südeifel auch ein altpliocänes Alter zuschreiben müssen.

Mehr als 15 m Gesamtmächtigkeit ist bisher nicht beobachtet worden. Die einzelnen sandig-kiesigen Ablagerungen bleiben meist erheblich unter dieser Zahl.

Die sehr fetten und bildsamen Tone der Umgebung von Herforst und Binsfeld werden hochgeschätzt und bilden einen Gegenstand größerer Gewinnungen in Tagebauen und Gräbereien. Der weitaus größte Teil des Tones wird in den Steingut- und Porzellanfabriken Rheinlands verwandt, ein kleiner Teil in der Steingut- und Tonwaren-Erzeugung in Speicher, Binsfeld, Herforst, Niersbach usw. selbst. Die Brauneisenerze des Tertiärs (Bohnerze und Rollstücke) und der auf-

[1]) Wie oben erwähnt, erscheinen diese schon im Oberen Keuper auf zweiter Lagerstätte. Vgl. Goetz, Dies. Jahrb. 1914, XXXV, Bd. I, S 410.

lagernden Lehme wurden in früheren Jahrzehnten gewonnen (bei der Schäferei zwischen Herforst und Rothaus). Die weißen Quarzsande und Milchquarzschotter finden ausgiebige Benutzung zur Wegverbesserung und als Straßendeckmaterial. Eine Verwendung in der Glas- und Porzellan-Industrie für Glas usw. liegt nahe.

Diluvium (Pleistocän, älteres Quartär) (d, dl)

Die Zeitspanne zwischen den tertiären und diluvialen Ablagerungen war anscheinend größer, als man nach der geringen Unterbrechung der Schichtenreihe vermuten sollte. Die tertiären Ablagerungen bei Piesport reichen rund 300 m über den heutigen Meeresspiegel und nahezu 90 m über die ältesten diluvialen Aufschüttungen südwestlich von Piesport. Es war also eine senkrechte Abtragung der Moselberge von dem zuletzt genannten Betrag zu bewirken, um die ältesten diluvialen Ablagerungen im Kartenbereich zu erreichen. Im eigentlichen Binsfelder Becken beträgt der Höhenunterschied Null, gegen W und S wächst er an. Es liegt nahe, an nachpliocäne Senkungen (Störungen) zu denken, die das Binsfelder Becken wie auch die Trias überhaupt betroffen, die Moselberge aber wenig berührt haben. Indes ist das Alter des Tertiärs immerhin nicht vollkommen geklärt und damit auch das der nachtriadischen Störungen nicht. Sicher ist nur, daß zwischen unserem Tertiär und den ältesten Deckenschottern eine senkrechte Abtragung an der Mosel von rund 90 m liegt, über deren genaues Alter wir nicht unterrichtet sind.

Die diluvialen Erscheinungen unseres Kartengebietes setzen mit den großen Vergletscherungen der Alpen und des nordeuropäischen Tieflandes ein, und deren Wirkungen erstrecken sich im wesentlichen auf die Tätigkeit des Fließwassers, das zum großen Teil aus den Eis- und Schneemassen der Hochgebirge herrührt. Die Mosel mit ihren Zuflüssen reicht nicht in den Bereich der Vergletscherung der Alpen und ihres nördlichen Vorlandes, wenngleich ihre Quellen in den Südvogesen nicht viel mehr als 50 km in der Luftlinie von dem alten Rheingletscher, der noch über Basel hinausreichte, entfernt sind.

Denkt man sich im Moselgebiet die Täler wieder aufgefüllt bis zu den Höhen, also etwa das Aussehen der Oberflächenformen, das die jüngste Tertiärzeit bieten mußte, so ergibt sich eine ziemlich ebene Fläche von 350—450 m Höhe über dem Meer. An ihren Rändern erhoben sich scharf die Stümpfe der alten Gebirge der carbonisch-permischen Zeiten nur wenig über die Hochfläche hinaus, im S die Quarzite und Schiefer des Hochwälder Unterdevons bis über 800 m, im N dessen Grauwacken und Schiefer des Ösling und der Ardennen nur wenig über 500 m. Die Hochfläche setzte sich nach S bis zu den Vogesen fort und schnitt hier in den Höhen von rund 400 m an einer Linie Alberschweiler (bei Saarburg i. L.) — Raon l'Etape — Remiremont ebenfalls scharf ab. An dieser Linie liegen die Wurzeln der alten Mosel- und Saarläufe. Von hier aus begannen diese Flüsse sich rückwärts in die Vogesen einzuschneiden und die von den alten

Gletschern bereits benutzten oder verursachten Talungen noch etwas, wenn auch nicht wesentlich, zu vertiefen. Nach der Hochebene, also nach N und NW, reichten die alten Moselgletscher nicht weiter talabwärts ins Land. Es konnten daher nur ihre Schmelzwasser gewesen sein, die von der genannten Linie ab die Eintiefung der Täler bewirkten. Der Vorgang geschah in verschiedenen Staffeln (Terrassen), indem auf einen Zeitraum des Einschneidens und Vertiefens der Täler ein solcher geringerer Stoßkraft des Fließwassers und daher der Aufschüttung (Staffel oder Stufe) folgte.

Die inneren Ursachen der Stoßkraftveränderungen sind in dem Gefälle eines Flusses, seiner Wassermenge und Wasserhöhe in erster Linie begründet. Die Formen der Talvertiefung hängen außer von diesen Kräften noch von der Kraft ab, die nötig ist, um das Gesteinsstück weiter zu befördern, also wesentlich vom Gewicht des letzteren. Da dieses wiederum neben dem spezifischen Gewicht ein Ausdruck der Größe der Gesteinsstücke ist, so läuft die Ausbildung der Vertiefungsformen der Täler auf die Größe der Absonderungs- oder Zerfallstücke der Gesteine, die abgetragen werden, hinaus. Je größer bezw. schwerer dieses war, desto steiler bleibt der natürliche Böschungswinkel bei der Abtragung (Denudation und Erosion) und umgekehrt. Und so sehen wir, daß die durch die Abtragung geschaffenen morphologischen Oberflächenformen im wesentlichen der Ausdruck der Absonderung der Gesteine ist[1]).

Von der Talhöhe am Fuße der Vogesen beginnen die Talstufen talabwärts auseinanderzuweichen (Divergieren). Ich möchte in dieser Beziehung auf meine Abhandlungen über das Diluvium der Mosel verweisen und hier nur die dort gewonnene Gliederung der alten Talstufen anführen, soweit sie auf das Kartengebiet angewendet werden kann.

1. Obere älteste Talstufen (Terrassen)

Sie reichen 100—230 m über das heutige Flußbett. An manchen Orten lassen sich drei, ganz selten auch vier einzelne Staffeln unterscheiden. Die jüngste Stufe ist die sog. Hauptterrasse, die meist 120 m über das Moselbett reicht, sich im Bereich der Hunsrückschiefer sehr scharf abhebt, in das untere Moseltal fortsetzt und im engen Rheintal unterhalb Bingen ebenfalls scharf kenntlich ist. Diese Stufen entsprechen beiläufig den voralpinen Deckenschottern und Deckenvergletscherungen der Südvogesen nach der Saone sowie der älteren Talvergletscherung der oberen Mosel, im ganzen also der I. und II. (Günz-Mindel) Eiszeit der Alpen im Sinne der Herren Brückner und Penck[2]).

Die Stufen sind an der oberen Mosel deutlich kenntlich, verwischen sich aber in der Jurastrecke talabwärts etwas und setzen

[1]) nicht der Härte, wie gemeinhin gesagt wird. Die Bedeutung der Absonderung liegt in der Größe der Kraft, die notwendig ist, um den natürlich abgesonderten Block weiter zu befördern.

[2]) Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1903/1908.

erst nach der großen Unterbrechung[1]) zwischen Metz und Sierck etwa mit dem Eintritt der Mosel in unser Kartengebiet über Wochern, Tettingen, Esingen im Moselgau fort. Unterhalb Wehr sind sie zunächst nur links erhalten, und erst östlich Wellen erscheinen sie wieder am rechten Ufer auf der Hochfläche des Rein- und Geisbusches in Höhen von rund 180 m über dem heutigen Moselbett (320 m über NN.). H. Grebe hat auf den Spezialkarten Beuren und Wincheringen einen älteren Lehm auf Hochflächen, teilweise mit Sand und Geschieben, auf den Muschelkalkhöhen von 240—260 m über der Mosel (380—400 m über NN.) angegeben. Ich konnte mich nicht davon überzeugen, daß hier eingeschwemmte alte Schotter und Sande vorhanden sind. Einzelne kleine Gerölle von Quarz in verschiedenen Farben sind da und dort bemerkbar, aber keinesfalls so häufig, daß sie nicht auch verschleppt sein könnten. Der Lehm unterscheidet sich von anderen Verwitterungslehmen des Oberen Muschelkalkes nicht. Die in diesen Höhen ab und zu vorkommenden Quarzite (Braunkohlenquarzit) mögen Reste tertiärer Ablagerungen sein. Vorkommen diluvialer Schotter scheint mir unwahrscheinlich.

Die höchstgelegenen Schotter, wenn man von einzelnen Geröllen bei Zahl 340 an der Trier-Hermeskeiler Straße östlich von Mertesdorf absieht, erscheinen bei Trier in 190—200 m über Moselbett (320 m über NN.), an der gleichen Straße 1,5 km nordöstlich von Mertesdorf, auch südlich dieses Dorfes. Von hier nach N sind an der Straße zwei Talstufen im Bereich der Vertreter der Deckenschotter zu sehen, insgesamt also drei, wenn nicht vier. Die tiefste liegt als Hauptterrasse 1,5 km nordöstlich Ruwer (120—130 m über der Mosel), die nächst höhere bei Neuhaus-Sang 140—150 m über der Mosel, noch höher die erwähnte in 190—200 m.

Die in die jüngere Deckenschotterzeit zu verlegende Schleife der Mosel von St. Matthias über Kernscheid, Irsch, Filsen, Tarforst und Kürenz hat H. Grebe auf den Spezialkarten Trier und Pfalzel zum Ausdruck gebracht. Spuren eines alten Deckenschotters fehlen indes auch hier nicht; sie sind im Wald dicht südlich von Mariahof in 290 m über NN. kenntlich.

In bezug auf die Ausbildung der einzelnen Stufen moselabwärts verweise ich auf die von mir bearbeiteten Spezialkarten Neumagen, Wittlich und Bernkastel.

Die Ablagerungen der oberen Talstufen bestehen meist aus Schotter und Sand. Erstere spielen oberhalb der Saarmündung nur eine geringe Rolle hinsichtlich Mächtigkeit und Korngröße; es sind hier Kiese mit Geröllen von höchstens 10 cm Durchmesser, bestehend aus weißem, rotem, grauem Quarz und ebenso gefärbten Quarziten und vereinzelt aus Hauptbuntsandstein, Kieselschiefer, schwarzen, feinkörnigen, cambrischen Quarziten, tertiärem Quarzit, Karneol und Hornstein des Muschelkalks. Ein Vergleich der Gerölle der oberen Stufen

[1]) Die Unterbrechung beruht nur auf dem durch jüngere Abtragung erzeugten Mangel an Resten der alten Talstufen; sie waren ursprünglich vorhanden.

von Tettingen-Wochern im Moselgau (Südrand der Karte) mit solchen aus den höchstgelegenen Stufen südwestlich und westlich von Nancy (Ferme St. Jacques et St. Catherine und Champelle) sowie von La basse Flavigny zwischen Nancy und Epinal zeigt, daß sowohl die quarzigen wie die quarzitischen und selbst die Buntsandsteingerölle des Moselgaues ihre Heimat an der oberen Mosel und in den westlichen Südvogesen haben; auch die Hartgesteine der jüngeren Trias und des Jura mögen aus dem mittleren und nördlichen Lothringen stammen. Mit Eintritt der Sauer und der Saar in das Moseltal ändert sich natürlich die Zusammensetzung der Schotter; sie werden mächtig, und man kann wohl sagen, daß die Schotter der alten Talstufen der Mosel unterhalb Konz-Wasserbillig eigentlich in erster Linie nur solche der Saar und in zweiter Linie solche der Sauer seien. Demnach herrschen unter ihren Geröllen die Quarzite des Hochwaldes, die Milchquarze der Hunsrückschiefer und in denjenigen der Sauer die Grauwacken der Koblenzstufe neben untergeordneten, von einheimischem Buntsandstein vor. Es ist natürlich, daß unterhalb Konz auch Gerölle aus dem oberen Flußgebiet der Eifel und Saar sich zeigen, z. B. bei Ensch, Feuerstein, Lava, Roteisenstein der Eifel, Felsitporphyre und Melaphyre der Prims (Saar), mit Brauneisen verkittete Quarzkonglomerate (Tertiär) und Kieseloolithe neben vereinzelten Muschelkalkgeröllen des Moselgaues. Feuersteingerölle bringt die Sauer (obere Stufe bei Wallendorf) und die Kill (Speicher). Tertiäre Quarzitkonglomerate entstammen meist dem Moselgau oberhalb Konz. Eigentümlich sind in den Schottern des Moselgaues noch abgerollte, glänzende, schwarze Brauneisenerzgerölle, die vermutlich aus dem Lothringischen Minettegebiet stammen.

Die mächtigsten Teile der Ablagerungen der oberen Talstufen sind indes die rundkörnigen, zum Teil deutlich, zum Teil unscharf geschichteten, gelben, braunen bis schwarzen Sande, die mehr als 4 m erreichen und, wenn braun, oft durch Brauneisenerz fest verkittet sind (Köwerich und Wehlen). Das Material kann wohl dem Buntsandstein entstammen, soweit die Sande von dessen Geröllen begleitet sind. Da aber oberhalb Sierck der Hauptbuntsandstein — nur dieser kann in Frage kommen — in ähnlichen oder größeren Höhen nur in den Vogesen an der oberen Meurthe und oberen Mosel erscheint, so müßte der Sand mehr als 120 km weit vom Anstehenden her verfrachtet worden sein. Das scheint mir immerhin etwas reichlich und die Möglichkeit einer näheren Herkunft des Sandes in sich zu schließen. Da die untere Saar, besonders aber Kill und Salm, in den Hauptbuntsandstein über 300 m Meereshöhe hinaufreichen, hat die Aufschüttung von Sanden auf den alten Talstufen moselabwärts nichts Auffälliges. Sie reicht bis zum Neuwieder Becken.

2. Mittlere Talstufen (Terrassen)

Sie reichen 30—100 m über das heutige Flußbett. Ihre tiefste Staffel (30 m über dem Fluß) nimmt ihren Anfang von der Seiten- und Stirnmoräne von Noir Gueux bei Eloyes unterhalb Remiremont

im Moseltal. Da diese Moräne den Endpunkt des großen Moseltalgletschers der III. oder Riß-Eiszeit bilden, so mag wohl das Alter der Talstufen auch diesem Vergletscherungsabschnitt ungefähr sich anschließen.

Die einzelnen Staffeln sind meist wenig ausgeprägt und nur an den riegelartig in die scharfen Moselbiegungen in der Schiefergebirgsstrecke vorspringenden Rücken am deutlichsten sichtbar, z. B. bei Mehring, Detzem-Leiwen, Trittenheim, Minheim, Dusemond usw. Gewöhnlich prägen sie sich unmittelbar unter der Hauptterrasse gar nicht aus; das Gelände fällt hier meist steil ab, und erst 30—40 m tiefer erscheinen nicht nur die ersten stufenartigen Absätze im Gelände, sondern auch die Schotter auf den Ebenen und das alte Gebirge auf den steilen Strecken der Stufen. Bis zu 30 m herab konnte ich mehrfach drei und sogar vier einzelne Staffeln erkennen, und zwar mit zunehmender Deutlichkeit nach unten. Begründet ist diese Erscheinung in der starken Überdeckung der höheren Schotter durch Schutt vom noch höheren Gehänge herab. Schon auf den tieferen Stufen der oberen Reihen, noch mehr aber auf denjenigen der mittleren, liegt am Fuß der steilen Hänge bis zur Hauptterrasse ein mehrere Meter mächtiger, lockerer, oft lehmiger Schutt von kleinen flachen, nicht abgerollten Schieferbrocken. Er setzt sich aus nicht voneinander scharf zu trennenden kleinen und kleinsten Schuttkegeln zusammen, die bei abfließendem Regen vom Steilhang herabgeschwemmt werden und schuppig an- und aufeinander gereiht ein fortlaufendes Band um die Hänge herum bilden, das den Untergrund, meist die Lehme, aber auch die Schotter der Stufen bedeckt. Die Karte hat das mehrorts darzustellen versucht, bei dem kleinen Maßstab allerdings ohne wesentlichen Erfolg. Die Schuttbedeckung in dem aus den mittleren Talstufen herrührenden Saarbogen Wiltingen-Oberemmel-Krettnach-Nieder-Mennig-Konz ist so stark, daß von den diluvialen Schottern und Lehmen an der heutigen Wasserscheide bei Krettnach nichts zu sehen ist. Wo der Abhangsschutt am bergseitigen Rand der Stufen fehlt, wie z. B. am rechten Ufer der Mosel im Muschelkalk zwischen Besch, Nennig und Palzem treten 3—4 Staffeln mit ihren Schotterbetten gut hervor. Ihre jüngste Staffel, die sog. Hochterrasse, ist in den hochgelegenen Schottern vom Estricherhof von Feyen (Kieskaute) und Heiligkreuz oberhalb Trier sehr gut erkennbar und auch deutlich aufgeschlossen.

Stofflich weichen die Ablagerungen der mittleren Stufen nicht sehr erheblich von denjenigen der oberen ab. Nur in der Korngröße macht sich ein deutlicher Unterschied bemerkbar. Allenthalben wächst die Größe der Gerölle nach der Tiefe, oft bis zu 30 cm Durchmesser, anscheinend eine Folge des vermehrten Gefälles und der dadurch bedingten Vermehrung der Stoßkraft des Wassers in den oberen Talstrecken. Die sehr großen, oft nur wenig gerundeten Blöcke von Quarzit, Quarz, Buntsandstein sowohl der mittleren wie der oberen Abteilung, Brauneisen, Kiese, Sandsteine und Konglomerate des Oberen Rotliegenden u. a. erscheinen in den mittleren Stufen zum ersten Mal

häufig und nehmen nach unten zu. Selbstverständlich macht sich auch eine größere Mannigfaltigkeit der Gesteine unter den Geröllen bemerkbar. Zieht man, wie es hier geschehen ist, die von der Endmoräne von Noir Gueux bei Eloyes abhängige, rund 30 m über dem Moselbett gelegene Talstufe noch in die mittlere Gruppe, so kann es nicht Wunder nehmen, daß in den tieferen Schottern bereits die ersten Granite erscheinen, denn der Wall von Noir Gueux setzt sich fast ausschließlich aus Biotit-Granit- und Zwei-Glimmer-Granitgeröllen zusammen. Im ganzen sind aber die Gesteine des Obermoseltales in dieser Stufe noch selten; bei Feyen und Heiligkreuz südlich von Trier, auch weiter abwärts bei Thörnich u. a. O. fand ich solche. Wo die Schotter von kalkreichem Wasser durchtränkt wurden, trat mitunter auch Verwitterung ein (Igel a. d. Mosel).

Gegenüber den Schottern treten die hangenden Sande etwas zurück. Immerhin stellen sich unterhalb Trier, z. B. in den Kieskauten bei Schweich graue und rote, dünn- und schief-(transversal)geschichtete, tonige, rundkörnige Sande von mehreren Metern Mächtigkeit ein. Die rotbraunen Farben verraten die Beteiligung des nahen Ober-Rotliegenden.

Was den Vergleich der Talstufen und der Nachbarschaft im alpinen und außeralpinen Rheingebiet angeht, so fällt die tiefste Stufe (30 m über Flußbett) etwa mit der sog. Hochterrasse der Nordschweiz zusammen, und die im Rheingau durch ihre reichen Wirbeltierreste berühmten Mosbacher Sande dürften in ihrer Bildungszeit sich mehr dem Schluß der mittleren Talstufen nähern als deren Beginn.

Versteinerungen sind übrigens im Kartenbereich nirgends bekannt geworden.

Untere Talstufen (Terrassen)

Sie reichen von 8 bis 30 m über das Flußbett. Sie nehmen wie die unmittelbar vorhergehende Staffel ihren Ausgang am talseitigen Fuß des Moränenwalles von Noir Gueux bei Eloyes an der Obermosel, und zwar in 2 Staffeln, von denen die ältere und obere etwa 20 m, die jüngere und tiefere etwa 8 m über das Moselbett sich erheben. Als jüngste und den Einwirkungen späterer Abtragungen und Bedeckungen durch Schutt am meisten entzogene Staffeln treten sie meist am klarsten in dem Oberflächenbild hervor und sind am besten erhalten. Ihr Alter muß mit der IV. oder Würm-Eiszeit der alpinen Vergletscherungen in Verbindung gesetzt werden, und man ist versucht, in Anlehnung an die Verhältnisse am Wall von Noir Gueux die obere oder ältere der beiden Staffeln (20 m über Flußbett) an das Ende dieser Vergletscherung zu legen, ohne indes genauere Beweise für eine derartige Altersbeziehung bringen zu können. Wahrscheinlich sind in den Südvogesen in noch jüngerer Zeit Gletscher in den Quellbächen der Moselotte, Vologne, Val Chajoux usw. zur Einwirkung auf die Talformen gelangt, wenn man aus den obersten Moränen schließen darf. Ihnen könnte alsdann die jüngste diluviale Staffel (8 m über Flußbett) ihre Entstehung verdanken. Genaue Forschungen darüber stehen noch aus.

Die obere der beiden Talstufen tritt zwischen Apach und Besch am rechten Moselufer ins Kartengebiet ein und begleitet dieses, öfter unterbrochen, bis Palzem. Von hier bis zur Saarmündung sind nur undeutliche Reste von ihr zu sehen. Von Merzlich ab sieht man sie bei Estricherhof, dann im Gartenfeld und bei Kürenz am rechten Talrand bei Trier, wo sie wie bei Wellen und Issel Zähne von *Elephas primigenius* aufwies. Besonders gut ist die Talstufe bei Issel 15 km westlich und oberhalb Schweich am linken Moselufer in den großen Kieskauten aufgeschlossen. Es waren zu sehen:

0,6 m gelber lehmiger Sand bis sandiger Lehm (bergwärts) nach unten übergehend in
1,5 » roten, dünn- und schiefgeschichteten Sand
7 » Kies und Schotter mit einzelnen 10 bis 12 cm mächtigen Lagen von gelblichgrauem, dünn- und schiefgeschichtetem Sand wechselnd. Zahlreiche große (bis 1,5 m Durchmesser) zum Teil nur kantenrunde Blöcke von zersetztem Diabas und rotgrauem Quarzit, dunkelgrauem Tonschiefer (alles aus dem Unterdevon des Hochwalds und der Saar), von rotem Hauptbuntsandstein (Merzig bis Mettlach a. Saar), von Milchquarz, von gelbem Muschelsandstein und Luxemburger Sandstein (Sauertal), von Dolomit und Kalk des Oberen Muschelkalks (Mosel und Sauer) sind in den Kiesen und Sanden als sog. Driftblöcke zerstreut.

Unter den eigentlichen Geröllen stellen die grauen, rotgrauen, grüngrauen Quarzite und Grauwacken der Saar, Sauer und Ruwer etwa 60 %, die Milchquarze 30 %, und der Rest verteilt sich auf Hauptbuntsandstein, Rotliegend- und carbonische Konglomerate (Saartal), Sandsteine des Oberrotliegenden, Karneol, Hornstein, Kieselschiefer (Carbon und Buntsandstein), Dolomite und Kalke des Oberen Muschelkalks (Mosel und Sauer), Brauneisenkies, Tertiär des Killgebiets, endlich auf Granite der Südvogesen, Diabas (Unterdevon), Felsitporphyre und Melaphyre (Saar-Nahegebiet, vielleicht auch Vogesen) und als besondere Merkwürdigkeit viele bis 15 m große, nicht sehr gerundete Gerölle von etwas zersetzter Steinkohle (Saar), die nesterartig im Kies gewisser Lagen angehäuft waren. Es muß angenommen werden, daß ein großer Kohlenblock von einem Steilufer unterhalb Saarbrücken (Luisenthal, Völklingen u. a. a. O.) auf Eisschollen schwimmend die Mosel bei Issel erreichte und hier in kleine Stücke zerfiel. Als Gerölle an der Sohle des Flußbettes hätte Steinkohle auf diesem weiten Weg von 70 bis 80 km nicht der Zerreibung und Zermalmung Widerstand leisten können. Das Vorkommen granitischer, selten gneisiger und porphyrischer Gerölle der Südvogesen ist in dieser Talstufe am auffälligsten[1]).

Im ganzen zeigt sich gegenüber der älteren und höheren Talstufe hier eine Vergröberung des Korns der Kiese und Schotter, eine Zunahme der Triftblöcke und eine größere Mannigfaltigkeit unter den gerollten Gesteinen. Das steht durchaus im Einklang mit dem rückwärtigen Fortschreiten und Vertiefen der Quellbäche, einer Bloßlegung neuer bisher bedeckter Gesteine und einer Vermehrung des Gefälles in den Quellbächen. Die Ufergebirge nahmen an Höhe zu und lieferten neue Geröllmaterialien aus ihrer Unterlage. Die Bunt-

[1]) M. v. Tein, Das Moselgebiet. Ergebnisse der Untersuchung der Hochwasserverhältnisse im Deutschen Rheingebiet. VII. Heft. Berlin 1905. Taf. VII.

sandsteindecke der westlichen Südvogesen wurde in der Hauptsache erst gegen Schluß der mittleren, besonders aber in der älteren Staffel der unteren Talstufen durchschnitten und ihre granitische Unterlage unterhalb Epinal bloßgelegt. Basaltische Gerölle erscheinen in der oberen Stufe bei Erdorf und St. Thomas a. d. Kill zum erstenmal.

Die jüngere unter den beiden Stufen ist an der oberen Mosel gut ausgeprägt und im Kartengebiet zuerst bei Nennig und Wies auf der rechten Moselseite deutlich sichtbar. Ihre Trennung von den alluvialen Talflächen wurde in breiten, stufenartig gegliederten Talsohlen wie gerade im Moseltal da vollzogen, wo die größten bekannten Hochwässer ihr äußerstes Ufer fanden. Das fällt in der Mehrzahl der Fälle mit einem Steilrand, eben einer neuen Stufe zusammen. Natürlich bieten die Hochwasserstände keinen scharfen Ausdruck für die alluvialen Grenzen, wenn die Stufengliederung der Talsohle fehlt. Doch kann diese, wie z. B. am rechten Moselufer bei Trier, durch Aufschüttungen von Schuttkegeln aus steilen Nebentälern auch an Schärfe verlieren oder ganz verschwinden.

Eine weitere Unklarheit der Trennung von diluvialer und alluvialer Talstufe wird innerhalb stark bebauter Gebiete durch künstliche Einflüsse ermöglicht, seien es Schuttauffüllungen, Stauseen und Dammaufschüttungen, Einebenungen natürlicher Talstufen, Uferbauten, Dämme, Bettverlegungen usw. Gerade im Baugebiet der Stadt Trier mit seiner zweitausendjährigen Kultur machte die Erkennung der Talstufen Schwierigkeiten. Wenn auch heute die Stadt über den Hochwasserbereich hinausragt, so mag das eher dem künstlichen Auftrag des Kulturschuttes der Jahrtausende und den Ufer- und Dammbauten als dem Rückzug des Moselhochwassers in geschichtlicher Zeit zugeschrieben werden.

Im übrigen verbot die Kleinheit des Kartenmaßstabes die Eintragung der schmalen jüngsten diluvialen Talstufe am Fuß der steilen Uferhöhen. In solchen Fällen wurde diese Staffel zugunsten der alluvialen Talsohle unterdrückt.

Die linksmoselige Talfläche zwischen Monaise und Euren (Übungsplatz) überragt zwischen der Talstraße Trier-Zewen und dem Fluß das Moselbett um mehr als 9 m, und diese Erhebung erscheint durch einen ehemaligen (geschichtlichen?) Moselarm von Monaise nördlich um sie herum bis zu seiner Mündung ins heutige Bett, St. Matthias gegenüber, von der übrigen Talsohle gegen die Randberge zu getrennt. Man könnte die Erhebung (135,5 m) über den höchsten Hochwasserspiegel als einen Rest der jüngsten diluvialen Talstufe betrachten. Jüngere Verlandungen, vielleicht durch künstliche Eingriffe veranlaßt oder wenigstens begünstigt, verwischten den ursprünglich scharfen alten Stufenrand und deckten ihn zu, so daß heute nur noch die Erhebung in unbestimmter Form auffällt. Natürlich bieten die höchsten Hochwasserstände ohnehin nur relative Begriffe, keinen scharfen Ausdruck für die alluvialen Grenzen, wenn die Stufengliederung der Talsohle verwischt oder verdeckt ist, wie hier. Da nun in Trier Hoch-

wasserstände von mehr als 8 m (am 24. X. 1824 = 131,78 m über NN., bei einem Nullpunkt des Pegels in 123,70 m über NN.) beobachtet wurden, liegt die Wahrscheinlichkeit vor, daß die Erhebung von 135,5 m immerhin noch in geschichtlicher Zeit innerhalb des Hochwasserbereichs sich befunden haben mag. Sie wurde daher mit der breiten Alluvialfläche vereint.

Deutliche jünstdiluviale Talstufen tragen die Moseldörfer Kirsch und Longuich, auch noch Riol, ferner Thörnich. Weiter abwärts wird die Stufe entweder undeutlich oder so schmal, daß sie kaum mehr kartistisch festzustellen ist.

Änderungen der Flußläufe.

Das rückwärtige Einschneiden der Flüsse in die vorhandenen Aufschüttungen und deren Unterlage hat mehrfach starke Verlegungen des Flußbettes im Gefolge. Das zeigt sich in der Ausdehnung der verschiedenen Talstufen. Zu meinem großen Bedauern war es nicht möglich, in dem kleinen Maßstab der Karte die drei Talstufengruppen zum Ausdruck zu bringen. Ich mußte daher darauf verzichten, ein übersichtliches Bild der diluvialen Flußläufe zu geben und behalte mir die Lösung dieser in einem für Stufenbildung so musterhaften Tal wie der Mosel besonders anregenden Aufgabe noch vor. Nur die wichtigsten Veränderungen im Kartenbereich sollen hier skizziert werden.

Mit dem Eintritt bei Besch bewegte sich die Mosel in den Deckenschottern von Apach über Perl, Wochern, Tettingen, Butzdorf, Kreuzweiler, Dilmar auf Wehr zu, um hier auf das heutige linke Ufer überzutreten. Erst von Nittel ab sehen wir sie wieder auf dem rechten Ufer an Fellerich vorbei auf Oberbillig und Wasserliesch gerichtet. In den jüngeren Talstufen verlegte die Mosel ihr Bett in der Strecke Wochern-Wehr und Nittel-Wasserliesch allmählig zum heutigen Lauf, ohne erhebliche Schwankungen. Von Wasserliesch bis Feyen bleiben heutiger Lauf und alle diluvialen Wege, einschließlich der Mündungsstellen der Sauer und Saar, annähernd die gleichen. In den oberen Talstufen machte die Mosel von Feyen ab einen scharfen Bogen nach O über Mariahof, Bernscheid, Irsch, Filsch, an Tarforst vorüber auf Olewig, um hier abermals nach NO auf Schäferei und Grünhaus, Eitelsbach, umzudrehen. Der Bogen von Irsch erhielt sich bis zur tiefsten der oberen Talstufen, also bis zur Hauptterrasse. In der folgenden III. oder Riß-Eiszeit wurde er verlassen und von ihr ab bis heute bleiben die Talstufen am rechten Ufer des heutigen Tales oder in ihm. Nur die sog. Hochterrasse (130 m) zeigt bei Feyen-Heiligkreuz noch eine Ausbuchtung nach O im unteren Olewigtal. Das heutige linke Ufergebirge bei Trier trägt weder obere noch tiefere Talstufen zwischen Zewen und Biewer. An diesem Ort sind auf den Höhen Schotter der Hauptterrasse vorhanden. Die entgegenlautenden Angaben in der Spezialkarte (Bl. Trier) sind danach richtigzustellen.

Eine genauere Untersuchung der Kiese und Schotter zwischen

Schweich, Föhren und Hetzerath[1]) zeigte mir, daß die Mosel nie einen dieser Strecke folgenden Weg weder in den oberen noch in den mittleren Stufen genommen hat. Diese Schotter und Kiese der mittleren Stufen entstammen mit größter Wahrscheinlichkeit den von der Eifel herabkommenden Bächen (Föhrenbach, Reinbach). Die von H. Grebe (Erläuterungen zu Bl. Trier, Berlin 1892, S. 25) angenommene Teilung des Mosellaufes bis Trier halte ich für wenig wahrscheinlich. Die alten Talstufen weisen nur auf einen Mosellauf Eitelsbach-Neuhaus-Sang-Leyenkaul hin, von wo aus der weitere Verlauf an Rondel vorbei auf Wintrich gerichtet war. In der mittleren und unteren Stufe bereitete sich der heutige stark gewundene Mosellauf zwischen Longuich und Wintrich vor, die Bögen nahmen gegen die Gegenwart immer mehr an Schärfe zu (Verringerung des Halbmessers), der Fluß verlegte sein Bett nach außen und ist weiter noch geneigt, an den scharfen Krümmungen bei Mehring (rechts), bei Thörnich (links), bei Trittenheim (rechts), bei Piesport (links) die Gehänge anzuschneiden, zu unterwühlen, zum Nachbrechen zu zwingen (Bergrutsch) und somit stark abzutragen.

Über die alten Moselläufe während der verschiedenen Eiszeiten und Talstufen unterhalb Wintrich habe ich mich in den Erläuterungen zu den Spezialkarten (Bl. Neumagen, Wittlich und Bernkastel[2]) ausgesprochen; es erscheint mir überflüssig, Gesagtes zu wiederholen. Die oberen älteren Talstufen bewegen sich von Wintrich über Burgen, Mülheim, Wehlen, Zeltingen, Mont Royal auf Enkirch zu. Die Liesermündung lag damals etwa bei Noriand. In den mittleren Talstufen ist die Mosel von Wintrich über Dusemond, Burgen, Veldenz, Mülheim, Maring, Siebenborn nach Lieser und Bernkastel gerichtet, verlängerte also den Lauf und bildete zwei enge, dicht gedrängte Schleifen, deren äußerster Punkt bei Burgen im Norden bei Siebenborn lag. In den unteren jüngeren Talstufen (20 m-Stufen), also beiläufig während oder bald nach der IV. Eiszeit (Würm-) wurden die Schleifen durch die dem heutigen Lauf angepaßte Strecke bei Dusemond, Mülheim und Andel durchschnitten.

Die Saar hat in ihrem diluvialen Lauf nur im unteren Teil erhebliche Abweichungen von ihrer heutigen Richtung. Die oberen Stufen reichen vom Quellgebiet bis in die Nähe von Saarbrücken, sind dann durch spätere Abtragungen in dem lockeren leicht zu befördernden Hauptbuntsandstein und Kohlengebirge bis in die Nähe von Merzig entfernt worden. Nennenswerte Abweichungen vom heutigen Lauf zwischen Saarbrücken und Merzig halte ich für wenig wahrscheinlich. Die südliche Umfassung des Winterberges bei Saarbrücken

---

[1]) Die Senkung Föhren Hetzerath-Rievenich-Salmrohr ist wahrscheinlich ein breites Mündungsgebiet der beiden genannten Eifelbäche und der Salm in den mittleren Stufen gewesen. Der Föhrener Bach war anfangs nach Hetzerath zur Salm gerichtet. Salm und Mosel vereinigten sich in allen Stufen unterhalb Rievenich wie auch heute. Der Kahlenbach (Bekond-Thörnich) ist wie der heutige Föhrener Bach unterhalb Föhren erst in der III. (Riß-) Eiszeit eingeschnitten worden.

[2]) Lief. 79. Geol. Spez.-Karte von Preußen. Berlin 1906.

durch einen alten Saararm hat wenig Wahrscheinlichkeit für sich, wie überhaupt die Deutung der diluvialen Schotter im Bereich des geröllführenden Unteren Hauptbuntsandsteins nach meinen neueren Untersuchungen südlich und westlich Saarbrücken andere Ergebnisse hatte als sie die Spezialkarten aufweisen. Recht ausgedehnt sind die jüngeren Talstufen der mittleren Reihe (III. oder Riß-Eiszeit) auf den rechten Uferhöhen bei St. Johann, am Bahnhof Saarbrücken, bei Schleifmühle, Burbach, Malstatt, Ober-Völklingen usw., und recht eigentümlich und an die Mosbacher Sande des Rheingebiets anklingend erscheinen die weißen Sande bei Klarenthal und Neudorf, die eine seenartige Erweiterung des Flußbettes auszufüllen scheinen. Auch links der Einmündung der Bist unterhalb Wadgassen u. a. O. sind die unteren Stufen der mittleren Reihe in Schottern vertreten. Sie waren im letzten Jahr in sehr guter Weise im Eisenbahneinschnitt zwischen Mondorf und Mechern bei Merzig (Linie Merzig-Waldwiese) aufgeschlossen.

Die seitliche Abtragung der Saar und ihrer Zuflüsse erreichte im Schiefergebirge und gar im großblockigen Taunusquarzit nicht die Beträge, die sie im Buntsandstein und Kohlengebirge aufweist. Das heutige Bett hielt sich hier ziemlich dicht neben den alten Talstufen, die in allen drei Reihen von Merzig ab erhalten geblieben sind. Die Karte gestattet, zu erkennen, daß die oberen Stufen, von einem kleinen Bogen bei Taben-Rodt abgesehen, von Hamm aus einen ziemlich geraden Lauf über Irsch, Biebelhausen, Wiltingen, an Kommlingen östlich vorbei auf Merzlich und Mosel zu nehmen, daß aber schon in den älteren Stufen der mittleren Reihe ein sehr starkes Schlenkern eintrat, das zu den auffälligen Bögen und Schlingen (Trockentäler?) Beurig-Irsch-Büst-Ockfen-Ayl-Wawern-Schoden und Wiltingen-Oberemmel-Krettnach-Mennig-Konz führte. Die Ausweitung der Bögen, ihr staffelförmiges Entstehen und Ändern läßt sich in diesem geradezu mustergültigen Talstufengebiet fast in allen Einzelheiten verfolgen. Es ist wichtig, hervorzuheben, daß der nördlichste und größte Bogen Wiltingen-Oberemmel-Krettnach-Mennig-Konz etwas jünger zu sein scheint als die anderen Bögen, denn in den älteren Stufen der mittleren Reihe läßt sich ein Saarlauf Wiltingen über den Filzerberg nach Konz verfolgen und erst gegen das Ende der Riß-Eiszeit bildet sich der große Krettnacher Bogen aus. Alsbald nach der Riß-Eiszeit (mittlere Talstufe) begann die Saar ihren Weg abzukürzen und die Bögen abzuschneiden. Die Bögen von Irsch-Büst, der große Krettnacher Bogen scheinen die Saar in der Würm-Eiszeit nicht mehr gesehen zu haben. Dagegen hat die Saar bis zur älteren (20 m) Stufe der unteren Reihe ihren Weg von Ockfen über Ayl, Wawern nach Schoden genommen. Das Verlassen dieses letzteren Bogens fällt ungefähr in die Zeit der jüngsten Diluvialstufe.

Da die Leuk bis in die geschichtliche Zeit (Alluvium) sicher ihren Weg westlich um den Schieferberg von Saarburg nach Niederleuken zur Saar nahm, so kann die Frage aufgeworfen werden, ob der gegenwärtige Zustand (Ableitung des Baches über einen 15 bis 20 m

hohen Wasserfall bei der Schloßmühle in Saarburg zur Saar) nicht durch einen künstlichen Eingriff bewirkt worden sei. Hierüber können vielleicht die Geschichtsschreiber Aufschluß geben.

Die alten Talstufen der Sauer reichen sehr hoch hinauf und liegen außerhalb unseres Kartenbereichs. Sie gliedern sich ebenso wie die der Mosel und sind im Mündungsgebiet unterhalb Metzdorf, besonders bei Mesenich und Langsur, außergewöhnlich reich entwickelt. Die Schiefergebirgsstrecke des Flusses zwischen Martelingen (an der belgischen Grenze) und Ettelbrück bietet an Windungen, Bögen und Schleifen in den alten Talstufen ein Gegenstück zur Mosel. Die Schleife bei Echternach über Lütschen zum Alvelerbart wurde erst in der jüngsten diluvialen Talstufe abgeschnitten.

An der Ur beginnen die Talstufen weit außerhalb des Kartengebietes im Oberlauf etwa bei Schönberg in rund 400 m ü. NN., und an zahlreichen Orten talabwärts bei Uren, Dasburg bis Vianden und zur Mündung in die Sauer bei Wallendorf sind mehrere Talstufen übereinander am selben Gehänge von mir beobachtet worden.

An der Prüm fand ich die erste sichere alte Talstufe am unteren Ende von Niederprüm in rund 415 m ü. NN., wo ein durch reihenweise eingelagerte Schieferbrocken deutlich geschichteter Lehm von 6—8 m Mächtigkeit über etwa 5 m grobem Schotter von Grauwacken und Quarziten der Koblenzschichten und oberem Buntsandstein lagert. Die Schotter erheben sich etwa 6 m über die Talsohle. Talabwärts konnte ich unmittelbar oberhalb Waxweiler [1]) am linken Hang auf einer senkrechten Talvertiefung von rund 70 m (400—330 m ü. NN.) etwa 5 Talstufen beobachten. Die weitere Schiefergebirgsstrecke über Mauel und Staudenhof ist nicht minder reich an Talstufen. Bei Echtershausen wurde eine nach W gerichtete Schleife in geschichtlicher Zeit abgeschnitten und der Flußlauf damit verkürzt. Im Gebiet des Muschelkalks sind die oberen Talstufen in der Hauptterrasse westlich von Brecht, bei Oberweis, Bettingen gut ausgeprägt.

Ähnlich verhalten sich die Nims und die Kill. Schon von Jünkerath ab werden die Talstufen über dem Fluß beobachtet. An der Straße Oberbettingen-Hillesheim sieht man 30 m über der Talsohle in 420 m über NN. mächtige Schotter meist unterdevonischer Gesteine dem Oberen Buntsandstein aufgelagert. Bei dem Lissinger Haltepunkt unterhalb Gerolstein erhebt sich ein Schotter 5—10 m über das Killbett. H. Grebe glaubte über dem nördlichen Endteil der Lava des Kalem, südlich von Lissingen einen Schotter, etwa der obersten Talstufe zu sehen; ich konnte mich von seinem Vorhandensein hier nicht überzeugen. Wohl aber tritt ein solcher anscheinend unter der Lava am Weg von Birresborn nach N zur Höhe, auf der dem Killtal zugewendeten Seite auf. Zu entscheiden wäre nur, ob dieser Schotter sicher diluviales Alter besitzt. Sehr alte, der oberen Reihe angehörige Schotter sind bei St. Johann am linken Ufer der Kill vorhanden, ebenso bei Malberg, Etteldorf und östlich von Fliessem

[1]) Blatt Waxweiler der Geol. Spezialkarte von Preußen, 1 : 25000.

(Bl. Killburg). Es verursacht keinerlei Schwierigkeiten, Vertreter aller drei Talstufengruppen von Leudscheid abwärts zu finden, besonders die Hauptterrasse ist außer an den vorgenannten Orten noch bis Mötsch, Metterich, Röhl, Ittel und nördlich Kordel nachgewiesen. Reste von tieferen jüngeren Talstufen spielen in der engen Buntsandsteinstrecke der Kill keine besondere Rolle. Der frühere Kill- und Aul-Lauf über die Laymühle unterhalb Philippsheim ist in geschichtlicher Zeit verlassen worden.

Bei der Salm habe ich bereits auf die Zugehörigkeit des Föhrener Bachs in der mittleren Talstufenreihe hingewiesen. Es besteht sogar eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß die den höheren Talstufen der mittleren Reihe (70—80 m über Mosellauf) angehörigen Schotter, die nicht eigentliches Moselmaterial führen, einem von SW nach NO, also von Issel-Schweich auf Hetzerat gerichteten Fließwasser ihren Ursprung verdanken, etwa zu einer Zeit, als die Mosel ihren Weg von Eitelsbach über Neuhaus-Sang und Bekond nach Neumagen nahm. Die rückläufige Bewegung des Föhrener Bachs nach Schweich ist jüngeren Alters.

Die höchstgelegenen Schotter an der Salm habe ich in ihrem Quellgebiet bei Weidenbach in 470 m über NN. gesehen. Sie müssen also als die Wurzel der alten Talstufen angesehen werden, ohne daß damit gesagt sein soll, daß diese Schotter die ältesten des Baches überhaupt sind. Der untere Lauf des Tales zeigt Schotter der mittleren und unteren Talstufen, z. B. bei Bruch. Die kleine nach W gewendete Schleife am Brucher Schloß wurde wahrscheinlich auch erst in geschichtlicher Zeit abgeschnitten und vom Fluß verlassen.

Der Oberlauf der Lieser ist zum Teil wenig zugänglich und wenig bekannt. In der Zeit der oberen und ältesten Talstufen lag ihre Mündung in die Mosel etwa zwischen Monzel und Noviand. Die Mündung blieb auch in den älteren Talstufen der mittleren Reihe ungefähr erhalten, als der Lauf der Mosel von Wintrich über Dusemond nach Burgen-Veldenz, Mülheim, Maring, Siebenborn, Lieser nach Bernkastel, also in zwei langen spitzen Schleifen gespalten war. Nur nahm in dieser Zeit die Lieser ihren Weg von Wittlich an Altrich östlich vorbei auf Osann, Monzel und Noviand zu und nicht über Platten. Dieser letztere und jüngere Lauf trat anscheinend erst gegen Ende der III. (Riß-)Eiszeit, etwa in der Entstehungszeit der Moränenwälle von Noir Gueux bei Eloyes an der oberen Mosel ein. Der Lieserarm Altrich-Osann-Monzel-Noviand entfällt auf die höheren älteren Staffeln der mittleren Talstufen, während der Arm Platten-Noviand-Maring mehr den jüngeren Staffeln derselben Stufenreihe entsprechen dürfte. Einer Teilung der Lieser in zwei gleichzeitige Arme, wie ich sie in den Erläuterungen zur Spezialkarte (Bl. Wittlich, 79. Lief. d. Geol. Spezialkarte v. Preußen, Berlin 1901, S. 22) für wahrscheinlich hielt, möchte ich heute nicht mehr das Wort reden. Die mittleren Talstufen zwischen Platten und Noviand liegen etwas tiefer als diejenigen von Osann-Monzel und scheinen auch jünger als diese zu sein.

Unter den rechtsseitigen Zuflüssen der Mosel weist die Ruwer

recht ausgedehnte Talstufen auf. Die obersten diluvialen Aufschüttungen sind bei Ober- und Nieder-Zerf und bei Frommersbach in rund 380 m über NN. zu erkennen. Talabwärts, besonders von Hinzenburg ab weisen beide Uferhöhen Reste aller drei Talstufenreihen auf. Am besten erhalten sind die flächenartigen Deckenschotter der sog. Hauptterrasse bei und oberhalb Morscheid. Bei Sommerau hat die Ruwer in der jüngsten diluvialen Talstufe einen kleinen Bogen nach O abgeschnitten.

Thron und Thrönchen schütteten grobe Schotter bereits in den Quellbächen auf. An der Thron bei Bischofsdhron in 460 m, bei Morbach in 425 m, am Thrönchen zwischen Dhronecken und Thalfang in 430 m. Talabwärts sind in beiden sehr engen Quertälern die alten Talstufen spärlich vertreten, aber sie sind da. Von der Vereinigung bei Papiermühle ab lassen meine Aufnahmen Reste der jüngsten Deckenschotter (Hauptterrasse), dann solche aus der III. (Riß-)Eiszeit und aus den unteren Talstufen erkennen. Während der Hauptterrasse lag die Mündung des Thron in die Mosel bei Leyenkaul rund 15 km unterhalb Papiermühle. Mit der Ausbildung der heutigen Moselschlingen in den mittleren Talstufen rückte die Mündung immer weiter nach N. Nennenswerte Talverlegungen sind nicht vorgekommen. Südöstlich von Haag mag die Thron in der Zeit der jüngeren Deckenschotter oder bald nach ihnen westlich um den Kesselberg, statt östlich wie heute, herumgeflossen sein.

Der Veldenzer Bach, Kautenbach, Ahrings- und Großbach bieten in ihren diluvialen Läufen keinen Anlaß zu besonderer Erwähnung. Alte Talstufen sind selten und auf der Karte wegen ihres geringen Umfangs nicht darstellbar. Ihre diluvialen Aufschüttungen, die zweifellos vorhanden waren, wurden von den nachfolgenden Talvertiefungen wieder entfernt. Verlegungen des Flußbetts kamen nicht vor.

Der Tiefenbach bei Bernkastel hat ein jugendliches Alter und befindet sich selbst im Unterlauf noch nicht in der Aufschüttung, sondern im Einschneiden, was bei außergewöhnlichen Niederschlägen für die Stadt Bernkastel Gefahren bringen kann.

Die Nahe hat im allgemeinen in ihren Quellbächen und im Mittellauf stärkeres Gefälle als die Mosel, die Neigung zur seitlichen Vertiefung des Bettes gestaltet sich daher auch geringer. Im Eruptivgebiet sind alte Talstufen oft kenntlich, aber sehr klein und selbst in der Spezialkarte kaum ausdrückbar. Immerhin sind die drei Stufenreihen vertreten. Die obersten Schotter kommen in den Quellflüssen Söterbach bei Eisen in rund 430 m über NN., an der Traun bei Brücken in 420 m über NN. vor. Starke und ausgedehnte grobe Schotter von Quarziten sind in der Talerweiterung bei Holzhausen in rund 390 m aufgehäuft.

An der Prims beginnen die alten Schotter bei Nonnweiler links unterhalb des Bahnhofs in rund 380 m über NN. Von dieser Wurzel aus machen sich obere, mittlere und untere Talstufen in der Strecke bis zur Vereinigung mit der Löster bei Mettnich und Lockweiler geltend. Löster und Wadrill ebenso wie die sämtlichen linksseitigen Zu-

flüsse des Losheimer Bachs, der Morschholzer-, Thailener-, Weierweiler-, Mor- und Elsbach, lassen ein ausgezeichnet in drei Stufen gegliedertes Gelände zwischen sich. Innerhalb des Buntsandsteins konnte ich die verschiedenen Schotterlager der einzelnen Talstufen mit wünschenswerter Deutlichkeit verfolgen, und es ist sehr zu bedauern, daß der Maßstab der Karte ihre Darstellung verhindert hat. Die mächtigen diluvialen Schuttkegel der kurzen steilen Täler im Hochwald bieten hier sehr große geschlossene Flächen. Von dem Hauptlauf ausgehend wurden die alten Schuttkegel in jüngeren diluvialen Zeitspannen wieder durchschnitten und mit breiten neuen Talbetten durchzogen. Bei Weiskirchen beginnen die Schotter schon in 400 m über NN. Eine Zuteilung der drei Talstufen zu den drei großen Stufenreihen, die ich eingangs unterscheiden konnte, hat im Wurzelgebiet der Stufen, wo diese beginnen in der Senkrechten auseinander zu weichen (divergieren), etwas Mißliches, weil die Höhenverhältnisse über den benachbarten Talsohlen hier kein unterscheidbares Merkmal bilden können und dürfen. Sicher ist jedoch, daß die alten Talstufen auf der linken Seite des Losheimer Bachs und an der Löster und Wadrill Vertreter der beiden älteren Stufenreihen aus der I., II. und III. Eiszeit sind.

Die Wasserscheide zwischen dem Losheimer Bach und der Ruwer bezw. dem Großbach hat zwischen Greimerath und Britten ein entschieden talartiges Aussehen, und die eigenartige breite Talsohle an der Vereinigung von Eselsbach und Großbach unmittelbar nördlich der Wasserscheide verstärkt diesen Eindruck. Mächtige Schuttmassen von Quarzit und Buntsandstein verdecken den Untergrund der talartigen Muldung, die ihre Anlage wahrscheinlich einer NW oder NNW gerichteten vortriadischen Querverwerfung verdankt. Auf ihr würde wohl die eine diluviale Abtragung begünstigende starke Zertrümmerung, aber nicht die ungewöhnliche Weite der Talung ermöglicht werden. Von den beiden Bächen besitzt der Losheimer das stärkere Gefälle, scheint also der jüngere zu sein. Das könnte darauf hindeuten, daß die Wasserscheide früher weiter südlich gelegen und durch den jüngeren Losheimer Bach allmählich nach N zum Nachteil des Großbachs verlegt worden sei. Sicher ist, daß die breite Talsenkung westlich von Greimerath ein nach S größeres Niederschlagsgebiet voraussetzt, als es jetzt der Großbach hat. Diese Möglichkeit scheint mir vorerst am meisten für sich zu haben, zumal der diluviale Talboden sich bis auf 180 m der Wasserscheide nähert.

Lehm (dl)

Fast alle Talstufen sind mit Lehm bedeckt oder können es sein. Nur auf den allerältesten der oberen Talstufen, sowie auf der allerjüngsten der unteren sind echte Lehme noch nicht sicher bekannt. Recht mächtige Decken tragen die jüngeren Stufen der oberen, dann die mittleren, und von den unteren Stufen die ältere (20 m) Staffel. Naturgemäß nimmt der Lehm in den Nebentälern von der Mündung

ab talaufwärts auf den einzelnen Staffeln an Mächtigkeit ab. Dem Buntsandsteingebiet ist er am meisten fremd, während es im Schiefergebirge wohl an Gelegenheit zur Sandbildung, nicht aber an tonigen, lehmbildenden Teilchen bei der Verwitterung mangelt.

Im Gegensatz zu der wahrscheinlich seit der Tertiärzeit vor sich gehenden Verlehmung des oberen Muschelkalks, der einen sehr eisenreichen und sehr sandigen Lehm lieferte, werden die Lehme der diluvialen Talstufen als angeschwemmte tonig-sandige Massen angesehen; sie enthalten demgemäß durchweg viel Sand, gehen in die unterlagernden Sandlager oft allmählich über und sind weniger tonig und weniger eisenreich als die genannten Verwitterungslehme. Am sandärmsten, tonreichsten und fettesten erscheinen die Lehme der oberen Talstufen. Kleine Schüppchen von weißem Glimmer sind in den von Pflanzenwurzeln oder später an deren Stelle getretenen röhrigen Hohlräumen häufig. Kalk fehlt den Lehmen. An fremden Beimengungen sind die sonst sandärmeren Lehme des Schiefergebirges besonders reich; sie führen viele kleine Schuppen von grauem oder hellgefärbtem Tonschiefer, auch wohl größere Quarzkörner und gehen am bergseitigen Rand der Talstufen sehr häufig in einen lehmigen Gehängeschutt über. Die braune Farbe ist allen Lehmen eigen, sie rührt von feinverteiltem Brauneisen her, das sich bei der Verwitterung der silikatischen Gesteine bildet, vom Wasser aufgenommen und aus ihm wieder abgesetzt wird. Je nach der Menge des Brauneisens schwankt das Braun zwischen Hell- und Ockerbraun. Die Lehme des Eruptivgebiets der Nahe haben mehr eine kaffeebraune bis dunkelgraubraune Farbe (durch Eisenmangan?), sind auch meist sandarm und mit kleinen, eckigen, wenig verwitterten Gesteinsbrocken durchsetzt. Ein geringer Kalkgehalt ist ihnen mitunter eigen.

Der Löß reicht nicht in das Kartengebiet herein. Soweit hier jetzt bekannt ist, geht sein Verbreitungsgebiet im Moseltal nicht nennenswert über Kochem, im Nahetal nicht weit über Kirn talaufwärts; im Saartal ist er überhaupt noch nicht beobachtet worden. Am Westende von Biewer unterhalb Trier habe ich unter einem rötlichgelben, sandig-tonigen Gehängeschutt mit vielem Buntsandsteinmaterial einen gelben, feinen, durch Kalk leicht verkitteten Sand von mehr als 2 m Mächtigkeit beobachtet. Er ist undeutlich geschichtet, führt Kalkkörnchen, Schalen von *Pupa muscorum* und vereinzelte erbsengroße Quarzgerölle. Das Gestein macht in mancher Beziehung den Eindruck eines sehr sandigen Lösses, und seine Entstehung möchte ich als Verkittung eines angeschwemmten Sandes durch das kalkreiche Wasser des Biewerbachs erklären. Es ist nur von geringer Ausdehnung in einem wenige Meter breiten Streifen am Fuß des Gehänges.

In den Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte Bl. Trier erwähnt H. Grebe das Vorkommen von vulkanischem Sand in Form fein verteilter kleiner Bruchstücke von Magneteisen, Titaneisen, Augit und

[1]) Erläuterungen zu Bl. Trier. 50. Lief. Berlin 1892. Dies. Jahrb. f. 1885. Berlin 1886. S. 367.

Sanidin. Eingehendere mikroskopische Untersuchungen[1]) berechtigten mich jedoch zur Erklärung, daß innerhalb des östlichen Kartengebiets und des Hoch- und Idarwaldes keinerlei sichere Spuren vulkanischen Materials (von den anstehenden Basalten abgesehen) festgestellt werden konnten. Im westlichen Kartengebiet kann von derartigen Ablagerungen erst recht nicht die Rede sein.

An sich mag es auffällig sein, daß die Lehme der verschiedenen diluvialen Stufen nicht eine diesen entsprechende Einteilung erfahren haben. Berücksichtigt man jedoch, daß wohl in den wagerechten Verbreitungsgebieten Unterschiede in der stofflichen Zusammensetzung sich zeigen, nicht aber in den verschiedenen Höhen, daß jede Spur von Versteinerungen, die zu einer Altersfeststellung leiten könnte, fehlt, so wird das Wagnis, jedem Stufenlehm auch das Alter der ihn unterlagernden Schotter zuzuschreiben ziemlich groß; es muß von der ruhigen Forschung vorerst abgelehnt werden. Eingehende Untersuchungen über die stoffliche Zusammensetzung der verschieden hochgelagerten Lehme liegen noch nicht vor. Und so muß neben der Möglichkeit einer Stufengliederung des Lehms auch diejenige noch bestehen bleiben, daß die Lehme einem einheitlichen Bildungsvorgang, einer einmaligen Ablagerung von feinsten Abschlemmmassen (Flußtrübe) ihr Dasein verdanken. Daß dieser Vorgang jünger als die obere Staffel (20 m über Flußbett) der unteren Talstufen sein müßte, also ungefähr dem Alter des Lösses gleichkäme, ist klar. Ohnehin bestehen nach meinem Dafürhalten zwischen Löß und Lehm keine andern als stoffliche Unterschiede, die sich im wesentlichen durch die verschiedene Beschaffenheit des Wassers, aus dem sich beide absetzten, leicht erklären lassen.

Schuttbildungen der Diluvial- und Alluvialzeit

An allen denjenigen Stellen, wo ein flaches Gehänge oder eine Ebene an eine steile Böschung von längerer Ausdehnung angrenzt, hat sich im Lauf der Jahrtausende der von dem Steilhang durch Eigengewicht oder abfließende Niederschläge herabkommende Absonderungs- oder Verwitterungsschutt aufgehäuft.

Die großen, durch Klüftung oder Absonderung entstehenden Gesteinsblöcke gelangen meist infolge ihres starken Gewichts an den Fuß des Gehänges, wenn sich ihre Unterlage lockert, sie stürzen ab. Ihnen gesellen sich ganze Schichtenabstürze als Bergstürze zu. Diesen im Trocknen vor sich gehenden Verfrachtungen von Schutt reiht sich die Aufhäufung von feinerem, bröcklichen, sandigen und tonigen Verwitterungsmaterial der Hang- und Rückengesteine an. Es wird in Sammelwannen, Gräben, Wasserrissen, Runsen und anderen Vertiefungen bei genügender Stoßkraft (Gefälle und Höhe) des abfließenden Niederschlagswassers von diesem aufgenommen, nach abwärts verschleppt und auf der nahen Ebene als Schuttkegel angehäuft. Dieser nasse Schutt setzt sich aus aneinandergereihten und

[1]) Dies. Jahrb. f. 1895, XVI, S. 90—94.

übereinanderliegenden kleinen und größeren Schuttkegeln zu einer mantelförmigen Überdeckung des Gehängefußes zusammen.

Zu den beiden Entstehungsformen des Schutts kommt noch eine dritte, der gleitende Schutt. Wenn die im Trockenen abstürzenden großen Gesteinsblöcke auf einer tonigen und feuchten Unterlage ankommen, dann können sie auf ihr langsam weiter zu Tal gleiten und sich vor einem Hindernis aufstauen. Dieser Schutt, der zu den auffälligen und ausgedehnten Schuttströmen[1]) führt, hat also für seine Bildung mehrere Voraussetzungen: große schwere Blöcke, ununterbrochenes Gefälle der Unterlage, deren tonigen Verwitterungsboden und starke Durchfeuchtung der Unterlage. Alle Vorbedingungen für die nasse, trockene und gleitende Schuttbildung sind da und dort auch heute noch vorhanden, und da die Oberflächenformen in der Nähe der Wasserscheiden der Täler in der Diluvialzeit sicher die gleichen wie heute waren, so reicht die Entstehungszeit des Schuttes aus dem Diluvium in die Gegenwart herüber; ja, sie kann sogar schon in der jüngsten Tertiärzeit begonnen haben. Das diluviale Alter manchen Schutts wird dadurch bewiesen, daß er am bergseitigen Rand der diluvialen Talstufen mit Sand und Lehm, vornehmlich allerdings mit letzterem gemengt ist. Die Aufnahmearbeiten im Mosel- und Rheintal haben mich oft genug dazu veranlaßt, eine durch Vermengung mit Gehängeschutt besonders gekennzeichnete Randausbildung (Randfacies) des Lehms (besonders auf den oberen und älteren Talstufen) und des Lösses auszuscheiden. Daß der Gehängeschutt nicht am bergseitigen Rand der Schotter auftritt, wird erklärlich, weil der Schutt kleiner und daher leichter im Wasser zu verfrachten war als der Schotter. Das trifft für Schutt von Tonschiefern neben Schottern von Quarziten und Grauwacken oft genug zu. In dem nur wenig bewegten Wasser der Lehme (Flußtrübe) war das Liegenbleiben der vom Gehänge herabgespülten gröberen Schuttmassen am Rand der Stufen eher verbürgt.

a) Quarzitschutt am Fuß der Quarzitrücken

Durch Spaltenfrost und Entzug der stützenden Unterlage begünstigt lösen sich bei ungünstiger Lagerung die viele Kubikmeter großen, fast unverwitterbaren Quarzitblöcke vom Anstehenden los, stürzen den steilen Abhang hinunter und bedecken die angrenzenden flachen Böschungen. Eine Auffüllung der zwischen den einzelnen Blöcken vorhandenen Hohlräume fehlt noch. Das Sickerwasser kann hier also ungehindert bis zu der meist aus Tonschiefer bestehenden Unterlage gelangen, diese durchfeuchten und so aus dem lehmigen Verwitterungsprodukt ein gutes Gleitmittel schaffen. Die auflagernden schweren Blöcke werden auf diesem infolge ihres Eigengewichts ins Gleiten geraten und sich soweit abwärts bewegen, wie es die Größe des Böschungswinkels oder die Neigung der Oberfläche

[1]) Leppla, Über Schuttbildungen im Bereich des Taunusquarzits. Dies. Jahrb. f. 1894, XV, S. 38, 45. Berlin 1895.

und die Reibungswiderstände gestatten. Auf diese Weise bildeten sich in den Sammelwannen der Täler von den Rändern des Quarzits ausgehende, oben breite, nach unten spitz zulaufende, lappenförmige Schuttflächen oder Schuttströme, welche an der schluchtartigen Erosionsstrecke, d. h. am unteren spitzen Ende der Sammelwanne ihr Ende finden. Hier staut sich der abgleitende Schutt viele Meter (10—15) hoch an, nachdem er inzwischen auf seinem Weg die Räume zwischen den großen Blöcken durch eigenes Verwitterungs- und Trümmermaterial und durch mitgerissene sandig-lehmige Massen der Unterlage ausgefüllt hatte. Auf ganz steilen Böschungen in den Schuttströmen bleibt der schwere Block nicht liegen, hier ist daher der Schutt am wenigsten mächtig, und die Unterlage (Tonschiefer) tritt meist zutage; auf den flachen Gehängen hält er sich länger auf.

Der Quarzitschutt ist durchaus ungeschichtet, setzt sich aus eckigen, höchstens kantenrunden Brocken von Quarzit zusammen und hat durch die sandig-lehmige Zwischenmasse eine gelbbraune, mitunter durch nachträgliche Entfernung des Eisens auch wohl eine hellgraue oder weiße Färbung.

Im allgemeinen wird man als Unterlage des Schutts ein kleinstückig zerfallendes und lehmig verwitterndes Gestein, Tonschiefer, voraussetzen müssen.

Die Schuttströme erreichen am östlichen Hochwald und am Idar ihre größte Ausdehnung und Länge. Im westlichen Schwarzwälder Hochwald vermindert sich ihre Größe, wahrscheinlich weil die sie speisenden Quarzitrücken nicht so hoch sind wie im Osten, dann aber auch weil der Zerfall des Quarzits im Westen etwas kleinere Stücke liefert als im Osten, wo die nachträgliche Verkittung des Quarzits durch Quarz Blöcke von vielen Kubikmetern Größe begünstigt.

Zweifellos sind die bis zu 3 km langen Schuttströme etwas sehr Auffälliges, und es ist kein Wunder, daß diese Länge, dann ihr Mangel an Schichtung, ihr regelloses Gefüge usw. Vergleiche mit Grundmoränen in ehemaligen Gletschergebieten veranlaßt haben. Die Mithilfe fließenden Eises kann aber so lange entbehrt werden, als die Blöcke nachweislich keinem andern Gesetz als dem der Schwere unterworfen zu sein brauchen, wenn sie vom Anstehenden an ihren gegenwärtigen Ort kommen konnten. Hebung von Blöcken, etwa auf Eis, fand nicht statt. Wallartige Erhebungen am seitlichen oder unteren Rand der Schuttströme sind bis jetzt auch außerhalb unsres Kartengebiets nicht beobachtet worden. Der Weg jedes einzelnen Blocks weist auf ein ununterbrochenes, wenn auch streckenweise verschiedenes Gefälle hin.

Nur für die Größe der Durchfeuchtung des Untergrundes fehlt in der Gegenwart in mancher Hinsicht der Maßstab. Ich halte es daher für wahrscheinlich, daß viel stärkere Niederschläge als die heutigen es gewesen sind, die den Untergrund gleitfähig gestalteten, und ich kann es sehr wohl für möglich halten, daß die Schmelzwässer großer Schneemassen, vielleicht sogar von Firnschnee, die dauernde

Durchfeuchtung der Schiefer bewirkt haben. Die Schuttbildung ragt in Höhen bis zu 700 m über NN. empor, in denen zweifellos in der Diluvialzeit Schneemassen sich häufiger und mächtiger einstellen konnten als in Höhen von 200 bis 300 m über NN. Die Hauptentwicklung des Quarzitschutts entfällt zweifellos in die jüngere Diluvialzeit.

Im übrigen ist die hier besprochene Erscheinung von andern, in tiefern Strecken unsres Mittelgebirges, etwa von den Abhängen von Basaltdecken Mitteldeutschlands, höchstens durch ihre Größe etwas verschieden, und diese Tatsache kann für eine Verfrachtung des Schutts durch Gletscher nicht ins Feld geführt werden. Im kleinen läßt sich der Vorgang des Fließens und Gleitens von trocken aufgehäuftem Schutt an großen Schutthalden ausgedehnter und hochgelegener Steinbrüche in der Gegenwart sehr häufig verfolgen. In 2 bis 3 Jahrzehnten können solche Schuttmassen mehrere Hunderte von Metern an Böschungen von 5—15 Grad Neigung zurücklegen. An Beispielen hierfür fehlt es nicht.

Wo der Untergrund unter dem Schutt in der Natur kenntlich war, ist er als solcher auf der Karte angegeben und der Schutt als Bestreuung dargestellt worden.

b) Blockschutt am Rand des Luxemburger Sandsteins und oberen Muschelkalks.

Dieser Sandstein ist durch nicht eben häufige und ziemlich regelmäßige Zerklüftung in sehr große, sogar bis 100 cbm große Blöcke zerlegt worden. Die unterlagernden weichen Schiefertone verwittern und zerfallen sehr leicht, werden abgeschwemmt, und so wird dem hangenden Sandsteinblock oft die Stütze entzogen. Er neigt sich, fällt um und stürzt den Abhang hinunter. So sind die steilen und flachen Gehänge unter den fast senkrechten, bis 50 m hohen Sandsteinfelsen mit großen Sandsteinblöcken oft dicht bedeckt bis zur Talsohle hinab. Da die Gehänge kurz und ziemlich steil sind, ist es hier zur Bildung von auffälligen Schuttströmen nicht gekommen. Die Abwärtsbewegung der Blöcke auf den tieferen Gehängestrecken äußert sich auch hier im Gleiten, während das Abbrechen vom Anstehenden mitunter in Form eines Berg- oder Felssturzes vor sich geht.

Nicht auf der Karte zum Ausdruck gebracht ist die starke Schuttbedeckung am Fuß der Felsklippen des oberen Muschelkalks. Die in großen dickplattigen Blöcken abbrechenden Kalke und Dolomite häufen sich auf den weichen, lettig verwitternden Mergeln und Schiefertonnen des mittleren Muschelkalks an und erreichen da, wo sie die Form kleiner Bergstürze annehmen, oft Mächtigkeiten bis zu 15 m. Ist die Durchfeuchtung der Mergel- und Schiefertonunterlage hinreichend, so gleitet der grobe Blockschutt auf dieser bis zur Talsohle ab, wird er unten oder in der Mitte angeschnitten oder abgetragen, so setzen sich die höheren Schuttstrecken langsam wieder in Bewegung und gleiten abwärts (Rutschungen am Gehänge bei Metzdorf am linken Ufer der Sauer). Die starke Überdeckung des Muschelkalks und selbst

seiner Unterlage mit Schutt der höheren Stufe ist so allgemein und umfangreich, daß natürliche Entblößungen des ersteren zu den Seltenheiten gehören.

Insbesondere im Mosel- und Sauertal, auch an der Nims und Prüm machen sich viele Meter mächtige, ungeschichtete, mit feinem tonigem und lehmigem Material durchsetzte Blockmassen aus Kalken und Dolomiten breit.

c) Gehängeschutt am bergseitigen Rand der Talstufen

Er besteht meist aus etwas kantenrunden, flachen, kleinen Brocken von Tonschiefer und eckigem Quarz, untermengt mit feinstem Tonschieferzerreibsel in einer lehmigen Zwischenmasse. Dieser auf nassem Wege in Form kleiner Schuttkegel besonders am bergseitigen Rand der Lehmdecken oder über deren Sand- und Kieslager zustande kommende Schutt ist auf der Karte angedeutet und auf den tiefer eingeschnittenen Talstufen natürlich stärker aufgehäuft als auf den höheren und älteren. Sind diese am höheren Gehänge vorhanden, so mischen sich ihre Gerölle dem tieferen Schutt oft bei. In den alten heute verlassenen Flußschleifen z. B. der Saar bei Oberemmel-Krettnach-Mennig, oder der Mosel in den Bögen Burgen-Veldenz und Siebenborn-Lieser, hat jüngerer Schieferschutt die diluvialen Ablagerungen ganz zugedeckt. Seiner lockeren Beschaffenheit, seiner Tiefgründigkeit und seines aus den glimmerigen Bestandteilen herrührenden Kaligehalts wegen hat dieser Schutt eine besondere landwirtschaftliche Bedeutung.

Lehmige Verwitterung auf Hochflächen

Sie ist bei Besprechung der Hunsrückschiefers und des oberen Muschelkalks erörtert worden und beruht im wesentlichen darauf, daß durch Wasser, Luft und Kohlensäure dem Tonschiefer die einigermaßen leichtlöslichen Gemengteile entzogen worden sind oder daß sie oxydiert wurden. Das erstere trifft auf Kalkerde und Magnesia zu, die bei der Verwitterung teilweise gelöst und fortgeschwemmt werden.

Die dem glimmerigen Gemengteil der Schiefer eigenen Kali- und Natronmengen widerstehen der Fortfuhr, weil der Glimmer der Verwitterung sehr lange Widerstand leistet. Das Kali erhält sich sonach ziemlich lange im Verwitterungsboden. Die Eisenerze werden meist zu Brauneisen oxydiert und hydratisiert, sind auch vielerorts in die Tiefe geleitet und hier als Brauneisen (Hunsrück-Eisenstein) wieder abgesetzt worden. Auch bei der heutigen Verwitterung bildet sich unter der Ackerkrume eine aus der Anhäufung von Brauneisen herrührende, oft feste Eisenkruste (Ortstein). Ein Teil der Tonerdesilikate hat zur Tonbildung Anlaß gegeben, die mit dem Quarzsand der Schiefer einen nicht sehr schweren und ertragfähigen Boden gibt. Natürlich widerstand der Quarz der Adern und Gänge der Verwitterung fast vollkommen; er ist überall dem Lehm beigemengt. Die Verwitterung reicht oft bis zu 2 m Tiefe hinab. Der Übergang von

Lehm zu unverwittertem grauen Tonschiefer läßt sich in der gelbbraunen Zwischenstrecke verfolgen, wenn in dieser die Schichtung und Schieferung noch erhalten ist. Im übrigen möchte ich auf meine früheren Ausführungen verweisen[1]).

Wenn die lehmige Verwitterung wie die Schuttbildung auch unter die alluvialen Erscheinungen eingereiht wurde, so soll damit ihr diluviales Alter keineswegs in Abrede gestellt werden. Sie geht heute noch vor sich und mag vielleicht schon in der jüngsten Tertiärzeit begonnen haben.

[1]) Erläuterungen z. Geol. Spez.-Karte Bl. Föhren u. dies. Jahrb. f. 1895, XVI, S. 86.

Die Störungszone des oberen Allertals

Von Herrn **Paul Woldstedt** in Berlin

Hierzu Tafel 2

Die Störungszone des oberen Allertals von Seehausen bis Rothenfelde ist ein altbekanntes und in seiner Tektonik mannigfach umstrittenes Gebiet. Galt es früher geradezu als Typus eines Grabenbruchs, so glaubte man im Gegensatz dazu später, als das Anstehen der Zechsteinsalze in geringer Tiefe bekannt geworden war, dies Gebiet als Aufwölbungs-, ja teilweise als Überschiebungszone ansprechen zu sollen; von STILLE wurde das Gebiet als »Burbacher Achse« auf seiner Karte der Saxonischen Gebirgsbildung zur Darstellung gebracht.

Neuerdings beschäftigt sich eine in Göttingen von G. BRINCKMEIER, einem Schüler STILLE's, verfaßte Dissertation[1]) ganz speziell mit den Problemen der Burbacher Achsenzone. Diese Arbeit bringt eine Menge wertvollen Tatsachenmaterials zusammen und trägt damit wesentlich zur Klärung unserer tektonischen Vorstellungen vom oberen Allertal bei. Gewisse tektonische Anschauungen jedoch, die der Verfasser aus seinen Unterlagen folgern zu müssen glaubt, fordern zu einer erneuten Prüfung der Verhältnisse heraus.

Die Grundlage für die tektonische Gesamtauffassung der Allertalzone ist für BRINCKMEIER der Nachweis einer Aufwölbung des vorsalinaren Gebirges im Untergrunde des Allertalgrabens, den er zu erbringen versucht. Mit dem Nachweis dieser Aufwölbung steht und fällt seine Auffassung der Allertal-Störungszone als Sattelbildung. Es ist also zu untersuchen, ob dieser Nachweis als erbracht anzusehen ist.

Im Bereich des oberen Allertals haben zehn Tiefbohrungen die Unterlage des Salzes, den Mittleren Zechstein, erreicht[2]). Sie werden von BRINCKMEIER in der unten wiedergegebenen Tabelle zusammengestellt und bei 6 von ihnen eine Aufwölbung des subsalinaren Untergrundes von 25—74 m gegenüber der Lage im angrenzenden östlichen Gebiet gefolgert, wobei noch angenommen ist, daß kein Salz mehr unter der östlichen Triasplatte vorhanden ist. Bei Annahme von etwa 50 m Salz

[1]) GEORG BRINCKMEIER, Geologische Untersuchungen am Allertalgraben. Diss. phil. Göttingen 1922 und Abh. Pr. Geol. Landes-Anst., N. F., Heft 95.

[2]) Ein Teil der Bohrproben ist im Bohrarchiv der Geolog. Landesanstalt vorhanden und konnte von mir noch verglichen werden.

unter dem Rande der Triasplatte — einer Annahme, die durch Bohrungen bestätigt wird — würde sich die Aufwölbung noch um diesen Betrag erhöhen.

Zu der Brinckmeier'schen Tabelle ist zunächst zu bemerken, daß jeder Hinweis darauf fehlt, wie die Beträge der »Heraushebung gegenüber der Triasplatte« erhalten sind. Sind sie — wie es den Anschein hat — nach irgendwelchen (mittleren?) Mächtigkeiten der Deckschichten errechnet? Hat man die Mächtigkeiten genommen, die in den nächstbenachbarten Bohrungen der Triasplatte angetroffen wurden? Bohrungen zum unmittelbaren Vergleich im Allertal und in derselben Breite im östlichen Randgebiet sind meist nicht vorhanden, so daß exakte Bestimmungen überhaupt nicht möglich sind. Umso verwunderlicher ist es, wenn in der Tabelle Heraushebungsbeträge bis auf einzelne Meter genau angegeben werden. Es mußte jedenfalls genau dargelegt werden, für welche Punkte die Lage des Mittleren Zechsteins berechnet und welche Mächtigkeiten der Deckschichten angenommen worden sind.

Übersicht der Bohrungen, die den subsalinaren Untergrund im oberen Allertal erreicht haben (nach Brinckmeier)

Nr. der Bohrung	Meßtischblatt	Subsalinarer Untergrund erbohrt bei	Heraushebung gegenüber der Triasplatte	Heraushebung gegenüber der Lappwaldmulde	Bemerkungen
20	Hötensleben	928 m	+ 25 m	+ 350 m	
43		707 »	+ 23 »		
30		683 »	+ 47 »		
7	Helmstedt	566 »	+ 74 »	+ 825 »	
16		701 »	— 100 »	+ 630 »	* Steht auf d. Westflanke
14		656 »	+ 44 »	+ 680 »	
6		796 »	— 130 »	+ 530 »	* Westflanke
5	Weferlingen	678 »	— 18 »	+ 640 »	* Westflanke
4		618 »	+ 42 »	+ 700 »	
9	Gr. Twülpstedt	822 »			* Westflanke

Um zu einer Klarstellung der tatsächlichen Verhältnisse zu kommen, ist eine kritische Betrachtung der einzelnen Bohrungen notwendig[1]). Es ist dabei vorauszuschicken, daß nur die Lage des Mittleren Zechsteins in der Allertalzone mit der unter der östlich angrenzenden Weferlingen-Schönebecker Triasplatte verglichen wird, nicht mit der unter dem westlichen Lappwaldgebiet; denn hier ist ja die wesentlich tiefere Lage des subsalinaren Untergrundes unbestritten. —

Im Abschnitt zwischen Seehausen und Belsdorf ist der Mittlere Zechstein nur durch die Bohrung 20 (der Gew. Burbach) bei Wefensleben erbohrt worden, und zwar bei 927 m Tiefe, d. h. bei 790 m — NN. In den angrenzenden Gebieten östlich der Grabenzone fehlen Bohrungen

[1]) Vgl. für das Folgende die von Th. Schmierer bearbeiteten Bl. Helmstedt und Weferlingen der Geol. Spezialkarte v. Preußen 1 : 25000.

zum unmittelbaren Vergleich. Die nächste Bohrung dürfte die bei Erxleben (Nr. 1 von Bl. Erxleben) sein, die den Mittleren Zechstein bei 330 m Tiefe antraf. Konstruiert man weiter etwa auf dem Bruchberg SW Erxleben, wo Oberer Muschelkalk zutage tritt (Südrand Bl. Erxleben), die mutmaßliche Teufe des Mittleren Zechsteins[1]), so kommt man auf etwa 800—825 m oder 650—675 m — NN., d. h. der subsalinare Untergrund liegt hier wahrscheinlich immer noch mehr als 100 m höher als im Allertal.

Für die Bohrungen 30 und 43 der Gewerkschaft Burbach, die weiter nördlich den subsalinaren Untergrund in 683 bezw. 707 m Tiefe angetroffen haben, berechnet sich die Oberkante des Mittleren Zechsteins auf 562 bezw. 586 m — NN. Die Verhältnisse unmittelbar östlich hiervon können wir nicht zum Vergleich heranziehen; denn hier schaltet sich die eigentümliche Störungszone von Ostingersleben ein. Als Vergleich kann uns nur das ziemlich ungestörte nördlichere Gebiet dienen, also etwa das Gebiet am Springberge bei Alleringersleben. An seinem Nordwesthang liegt die Unterkante des Unteren Muschelkalks bei ungefähr 150 m + NN. Nehmen wir — entsprechend den Bohrergebnissen von Bohrung 3 bei Schwanefeld — unter dem Rande der Triasplatte noch 50 m Salz an, so hätten wir den Mittleren Zechstein in etwa 650—680 m Tiefe, d. h. bei 500—530 m — NN zu erwarten, das wäre immer noch höher als in Bohrung 30!

Für die nächst nördlichere Bohrung, die Bohrung 7 bei Beendorf, gibt Brinckmeier einen Heraushebungsbetrag des subsalinaren Untergrundes von 74 m gegenüber der Triasplatte an. Die Bohrung 7, deren Ansatzpunkt in 114 m + NN liegt, hat die Oberkante des Mittleren Zechsteins in 566 m Tiefe, d. h. in 452 m — NN angetroffen. Die nächste Bohrung der Triasplatte, die den Mittleren Zechstein antraf, ist die Bohrung 3 bei Schwanefeld, die in 100 m + NN angesetzt wurde und den Anhydrit des Mittleren Zechsteins in 553 m Teufe, gleich 453 m — NN. antraf, d. h. in derselben Höhenlage wie bei Bohrung 7. Da am Allertalrand östlich der Bohrung 7 annähernd dasselbe Rötniveau ansteht wie bei der Bohrung 3 bei Schwanefeld, so kann man mit Fug und Recht folgern, daß der Mittlere Zechstein hier im Allertal dieselbe Höhenlage einnimmt wie im östlichen Randgebiet. —

Die Bohrung 14 bei Walbeck, bei der nach Brinckmeier der subsalinare Untergrund um 44 m aufgewölbt sein soll, traf, in 106 m + NN angesetzt, den Mittleren Zechstein in 656 m Tiefe, d. h. in 550 m — NN. Die nächste Bohrung auf der Triasplatte ist die Bohrung 2 der Gewerkschaft Burbach bei Walbeck. Sie traf von 524—550 m, ihrer Endteufe, Steinsalz mit Kalisalz-Einlagerungen an. Nehmen wir an, daß hier wie bei Schwanefeld die Salzmächtigkeit 50 m beträgt, so hätten wir den Mittleren Zechstein bei etwa 575 m Tiefe, d. h. bei etwa 460 m — NN zu erwarten, d. h. in fast genau derselben Höhenlage wie bei Bohrung 7 und Bohrung 3 und fast 100 m höher als bei Bohrung 14 im Allertal.

Schließlich führt Brinckmeier noch die Bohrung 4 bei Grasleben an,

[1]) Muschelkalk etwa 225 m, Buntsandstein etwa 600 m.

für die sich die Oberkante des Mittleren Zechsteins auf 506 m — NN berechnet. Die östliche Triasplatte ist hier fast 2 km entfernt; irgendwelche Tiefbohrungen sind dort nicht vorhanden. Was soll also die Angabe eines Heraushebungsbetrages von 42 m? Es ist ja nicht unmöglich, daß hier einmal der Untergrund im Allertal höher liegt als östlich, aber irgend ein Beweis dafür liegt nicht vor. Den einzigen Anhalt kann uns nur wieder die eben erwähnte Bohrung 2 geben, nach der der Mittlere Zechstein in etwa 460 m — NN. zu erwarten ist.

Fassen wir das Gesagte zusammen, so ergibt sich, daß auch nicht die geringsten Anhaltspunkte dafür vorliegen, im Allertalgraben eine höhere Lage des subsalinaren Untergrundes anzunehmen als unter der östlichen Triasplatte, daß im Gegenteil dort, wo unmittelbar Bohrungen den Mittleren Zechstein angetroffen haben, dieser im Allertal höchstens dieselbe Höhenlage meistens aber eine tiefere als weiter östlich einnimmt.

Alles was sich aus diesen Betrachtungen ergibt, ist das, daß der subsalinare Untergrund unter dem östlichen Teil des Allertalgrabens anscheinend in ziemlich gleichbleibender Höhenlage — ob ungestört, das wissen wir nicht — hindurchstreicht, um dann flexurartig mit 30—40° nach SW abzubiegen unter die Lappwaldzone, unter der er ja tatsächlich eine erheblich tiefere Lage einnimmt[1]).

Konstruieren wir nun durch einzelne dieser Bohrungen Profile unter Einschluß des Untergrundes, so ergeben sich die nebenstehenden Bilder[2]), und es entsteht nun die Frage, welche tektonische Auffassung diesen Verhältnissen am meisten gerecht wird. Brinckmeier erklärt sie, den Stille'schen Anschauungen folgend, durch tangentialen Druck: dieser äußerte sich in einer Pressung der unteren und relativer Dehnung der oberen Schichten, und im Zusammenhang damit erfolgte ein ejektives Einpressen des Salzes, das bei dem ganzen Vorgang als Schmiermittel wirkte, nach oben hin. Das Auftreten der »ejektiven« Faltungsform in diesem Gebiet, wo weder eine so große Sedimentmächtigkeit wie eine solche »Schwellenferne« wie in Hannover, dem Gebiet der ejektiven Faltung vorhanden ist, wird folgendermaßen erklärt: Zwischen einem Gebiet kongruenter Faltung im Innern des subhercynen Beckens und dem Flechtinger Höhenzug liegt dies Gebiet ejektiver Faltung deshalb, weil es eine Grenzregion zwischen zwei Bezirken mit Mobilitätsunterschieden bildet. »Hier war die bannende Kraft des Grundgebirges schon stark herabgesetzt; das postsalinare Deckgebirge lag aber noch nicht so tief, daß es von den orogenetischen Kräften genügend erfaßt und gleichsinnig mitgefaltet werden konnte.«

Dazu ist zunächst zu bemerken, daß das Auftreten einer Zone »ejektiver« Faltung zwischen einem Gebiet, wo älterer Untergrund zutage tritt — dem Flechtinger Höhenzug — und einem Gebiet kon-

[1]) Die Querprofile, die s. Zt. Kirschmann seiner Arbeit: »Die Lagerungsverhältnisse des oberen Allertals . . .«, Ztschr. »Kali«, Jg. 1914, S. 191, beigegeben hat, stellen den Untergrund im wesentlichen richtig dar.

[2]) Siehe Tafel 2. Auch Brinckmeier gibt seiner Arbeit 12 Querprofile bei.

gruenter Faltung — im Innern des subhercynen Beckens — im Gegensatz zu dem sonstigen Auftreten der ejektiven Faltungsform steht. Denn nach der Stille'schen Theorie müßte hier die »dejektive« und nicht die »ejektive« Faltungsform herrschen.

Weiter kann, wie wir oben sahen, der Nachweis einer Aufwölbung des subsalinaren Untergrundes nicht als erbracht angesehen werden, muß also aus unsern Betrachtungen ausgeschaltet werden. Was feststeht, ist lediglich eine verhältnismäßig scharfe Abbiegung nach Westen hin. Im Zusammenhang mit dieser Abbiegung des Untergrundes entstand in den oberen Schichten eine klaffende Spalte, in die von unten das Salz, von oben jüngere Schichten, vom Mittleren Keuper ab, eindrangen. Brinckmeier nimmt eine Pressung der unteren Schichten an — sie ist nicht nachzuweisen und ist auch gar nicht notwendig — und eine relative Dehnung der oberen. Eine Dehnung oder besser: Zerrung der oberen Schichten nehme auch ich an, halte jedoch den Ausdruck »Faltung« für so etwas nicht für angebracht. —

Tektonisch ist also das obere Allertal aufzufassen als klaffende, nach SW einfallende Spalte, die sich über einer Abbiegung des Untergrundes bildete und die der Anlaß wurde zum Einströmen der Salzmassen von unten her, und die andererseits oben durch das Nachstürzen von langgestreckten Schollen an Böschungssprüngen das Aussehen eines Grabenbruches bekam. Auf die bekannten Vorgänge der Salzablaugung, die weiterhin das Bild kompliziert haben, brauche ich hier nicht weiter einzugehen.

Der eben geäußerten Auffassung von der Allertalstörungszone entspricht die Art ihrer Fortsetzung nach SO hin. Mit der Abnahme der Sprunghöhe der Verwerfung bezw. der Flexur nach SO hin nimmt die Spalte an Breite ab, um schließlich ganz zu verschwinden. In der weiteren Fortsetzung nach SO erscheint die Störung auch oberflächlich als Flexur — sie verläuft über Wanzleben-Sülldorf nach Groß-Salze. Ich stimme also hier nicht mit Brinckmeier überein, der die Fortsetzung der Allertallinie im Calber Sattel und Paschleber Grauwackenvorsprung erkennen will, sondern bin derselben Meinung wie Seidl[1]), daß das Allertal als Fortsetzung der Groß-Salzer Dislokationszone anzusehen ist, die ja auch weiter nichts darstellt als das flexurartige Herabbiegen der südwestlichen Scholle gegenüber der nordöstlichen.

Ist so die tektonische Auffassung der Allertalstörung von Wefensleben bis Grasleben klar und einfach, so wird der Überblick weiter nach NW hin schwieriger. Wie Schmierer mit Recht hervorgehoben hat, ist als Fortsetzung der eigentlichen Allertalspalte die von der Neuen Mühle auf die Mackendorfer Ziegelei zu verlaufende Verwerfung anzusehen. Im ganzen aber findet eine Zerschlagung der bis dahin einheitlichen Randspalte in mehrere Verwerfungen von geringerer Sprunghöhe statt. Das Einfallen scheint aber auch weiterhin im wesentlichen nach SW hin zu gehen, wie aus dem Verlauf der Verwerfungen am Kalk-

[1]) Vgl. E. Seidl, Beiträge zur Morphologie und Genesis der permischen Salzlagerstätten Mitteldeutschlands. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1913.

ruthen- und Kohlsberg hervorgeht. Die weitere Verfolgung der Störungen ist durch die Bedeckung mit Diluvium sehr erschwert.

Die Störungszone des oberen Allertals samt dem südwestlich vorgelagerten Gebiet (der Lappwaldmulde z. T.) setzt sich nordwestlich Grasleben in einer mehrere Kilometer breiten Mulden- und Grabenzone fort, die zwischen zwei schwach sattelförmig gebauten Gebieten liegt: dem Neindorfer Keupergebiet, Stille's »Hasenwinkelachse«, im SW, und dem Velpker »Sattel« im NO, in dessen Kern bei Meinkoth noch oberer Muschelkalk zutage tritt. In der geologischen Position dieser beiden Randgebiete ist kaum ein Unterschied, was darin zum Ausdruck kommt, daß die Grenze Rät-Gipskeuper bei beiden Gebieten ungefähr in demselben Niveau liegt. Es dürfte deshalb ein wesentlicher Unterschied in der Höhenlage des subsalinaren Untergrundes ebenfalls nicht vorhanden sein, was vielleicht damit zusammenhängt, daß hier im NO der Flechtinger Höhenzug bereits untergetaucht ist.

Da bergbauliche Aufschlüsse nur im NW (Gewerkschaft Rothenfelde) vorhanden sind, sind wir für das dazwischen gelegene Gebiet auf einzelne Bohrungen und das Ergebnis der Oberflächenkartierung angewiesen[1]). Diese ergeben beide das Bild einer ungleichseitigen, im Kern einen Grabenbruch beherbergenden Mulde. Auf einem Profil etwa von Neindorf über Volkmarsdorf nach Kl. Twülpstedt erscheint der südliche Abschnitt zunächst als normale Mulde; das Einfallen ist mit durchschnittlich 10° nach NO gerichtet und nimmt nach der Mitte der Mulde hin ab. Die Bohrung 4 auf Blatt Groß-Twülpstedt (zwischen Volkmarsdorf und Almke) hat eine völlig normale Schichtenfolge vom Mittleren Lias bis zum Unteren Muschelkalk ergeben, in welchem die Bohrung bei 758 m aufgegeben wurde.

An einer von Querenhorst bis Hehlingen verfolgbaren, wenn auch zum großen Teil unter Diluvium verhüllten Verwerfung sind im Innern der Mulde Weißjura-Schichten, und zwar in der Hauptsache Kimmeridge und Portland-Purbeck eingesunken. Leider ist in diesem Gebiet die Bedeckung mit Diluvium so stark, daß nur sehr wenig von den älteren Schichten zutage tritt. Die Bohrung 3 (Bl. Gr. Twülpstedt) an der Straße von Volkmarsdorf nach Rümmer hat diese Weißjura-Schichten in anscheinend stark zerrüttetem Zustande bis zu einer Tiefe von 160 m angetroffen; da es sich um eine Meißelbohrung handelt, ist eine genaue Horizontierung der Schichten nicht möglich. In 160 m Tiefe grenzen sie offenbar mit einer echten Verwerfung an Braunen Jura, unter dem Lias, Rät- und Gipskeuper in normaler Lagerung folgen. Die Bohrung wurde in 670 m Tiefe eingestellt, ohne die Zechsteinsalze erreicht zu haben.

Im nördlichen Teil der Mulde ist alles von Diluvium bedeckt, und erst N von Rümmer taucht wieder Mesozoicum auf — Sandsteine des Braunen Jura, nach NO hin einfallend. Der Streifen von Weißjura-Schichten muß also auch im N von einer Verwerfung begrenzt sein,

[1]) Vgl. hierzu das von A. Mestwerdt bearbeitete Bl. Gr. Twülpstedt der Geolog. Spezialkarte 1 : 25000.

die hier wohl Kimmeridge bezw. Portland-Purbeck gegen Lias oder Braunen Jura legt.

Die erwähnten, nach NO einfallenden Sandsteine des Braunen Jura, den Polyplocus-Schichten angehörend, stoßen im NO an einer weithin verfolgbaren Verwerfung gegen Rätkeuper und Unteren Lias ab. Der Verlauf dieser Störung ist im einzelnen zwar oft von Diluvium verhüllt; ihre Hauptrichtung ist aber deutlich zu erkennen und liegt in einer Linie Kl. Twülpstedt-Domäne Neuhaus. Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt mindestens 300 m. Man kann in dieser Verwerfung wohl die Fortsetzung der eigentlichen Allertalspalte sehen; wie an dieser, so ist auch hier die südwestliche Scholle abgesunken, und darin erinnern die Verhältnisse an die Konfiguration weiter südlich. Freilich sind sie im einzelnen wesentlich anders.

Kann man den Lappwald auffassen als ein über einer Salzabwanderungszone unregelmäßig gesacktes Gebiet, womit die zahlreichen Längs- und Querstörungen kleineren Ausmaßes in Zusammenhang stehen, so ist der Bau der Volkmarsdorfer Mulde demgegenüber als regelmäßig zu bezeichnen. In langgestreckten parallelen Bändern streichen die Schichten aus. Und auch die Verwerfungen, an denen die Weißjura-Schichten im Innern der Mulde eingesunken sind, scheinen weithin geradlinig fortzustreichen. Wegen des außerordentlich regelmäßigen Baus der Volkmarsdorfer Mulde kann man im Zweifel sein, ob — ähnlich wie im oberen Allertal — überhaupt eine einheitliche Salzaufpressung im Raume zwischen Rickensdorf und Hehlingen anzunehmen ist. Nicht unwahrscheinlich ist, daß das Salz in diesem Raume, wenn es überhaupt aufgepreßt ist, jedenfalls nicht in ein so hohes Niveau emporgedrungen ist, wie sowohl im SO (Salzspiegel bei Schacht Heidwinkel bei etwa 192 m — NN) als im NW bei Hehlingen, wo der Salzspiegel bereits bei etwa 100 m — NN vorhanden ist.

Während es also im Raume zwischen Querenhorst und Hehlingen keine Bohrung gibt, die das Salz wirklich angetroffen hat, haben die Bohrungen Hedwig I und Braunschweig-Lüneburg III, VI und VII bei Nordsteimke das aufgepreßte Salzlager bereits bei etwa 175 m Teufe angetroffen, und auf dem nordwestlichen Ende dieser Aufpressung baut die Gewerkschaft Rothenfelde. Brinckmeier gibt zwei Profile durch das Gebiet (XI und XII), in denen er ein Einfallen beider Flanken nach NO hin, also gerade entgegengesetzt wie beim oberen Allertal, zum Ausdruck bringt. Wie jedoch die auf der Südwestflanke stehende Bohrung Rothenfelde II unter dem Salz nochmals Buntsandstein antraf, so ebenfalls die auf der Nordostflanke stehende Bohrung Rothenfelde I, so daß wir also an beiden Seiten eine »schwanenhalsförmige« Flanke anzunehmen haben. Das beigegebene Profil Nr. 1 bringt diese Auffassung zur Darstellung. Wie Brinckmeier mit Recht hervorhebt, scheint die Salzaufpressung nach NW hin rasch unterzutauchen. Dabei muß es zunächst offen bleiben, ob damit die »Allertalstörungszone« überhaupt ihr Ende erreicht, oder ob das bei Weyhausen erbohrte Salzlager als weiteres erneutes Auftauchen derselben Aufpressung anzusehen

ist, oder ob schließlich der Salzstock von Weyhausen als nördliche Fortsetzung der Ehmener Salzlinie aufzufassen ist.

Mit der stärkeren Emporpressung des Salzes zwischen Hehlingen und Rothenfelde hängt vielleicht zusammen, daß sich das Verhältnis der eingesunkenen Schollen ändert, wenn wir uns im Grabengebiet nach NW bewegen. Liegen sie in der Gegend von Volkmarsdorf flach (durchschnittliche Neigung 2—5°!), so stellt sich nach NW hin Sattelstellung ein. Besonders deutlich ist die Änderung des Einfallens bei dem Streifen von Braunem Jura und Oberem Lias, der aus der Gegend von Rümmer bis zur Ziegelei Reislingen zu verfolgen ist. Im südöstlichen Teil fallen die Sandsteine des Braunen Jura ganz flach nach NO; bei der Ziegelei Reislingen ist der Einfallswinkel 25 - 45°!

Während der Nordostflügel die Schichtenfolge vom Unteren Lias bis zu den Polyplocus-Schichten enthält, zeigt der Südwestflügel am Clieversberg die Schichtenfolge von den Polyplocus-Schichten bis zum Kimmeridge. Die Clieversberg-Scholle ist an ihrem nordöstlichen, der Salzachse zugekehrten Rande mit 25—35° aufgebogen, während das Einfallen am SW-Rande der Scholle nur 5° beträgt.

Brinckmeier faßt diese Schollen als flachgründige Oberschollen auf, deren Tektonik der Untergrund nicht mitmache, und nimmt eine Bewegung dieser Schollen nach der Einpressungszone hin an; diese Bewegung soll z. B. bei der südwestlichen Scholle 4—500 m betragen haben.

Der Mechanismus eines solchen Vorgangs ist mir nicht recht klar. Ich sehe in diesen Schollen, wie es auch das Profil Nr. 1 zur Darstellung bringt, eingesunkene Keilschollen, die im Verein mit dem heraufdringenden Salz eine Zerrspalte ausfüllten. —

Die tektonische Auffassung des Abschnittes von Grasleben bis Rothenfelde ist nicht so klar, wie bei dem eigentlichen Allertalgraben. Eine nennenswerte Abbiegung des Untergrundes nach NW hin ist hier nicht mehr anzunehmen. Es liegen aber ausgeprägte nordwestlich streichende Brüche vor, die im ganzen unbedingt den Charakter von Zerrbrüchen tragen. —

Als Gesamtbild ergibt sich also Folgendes: Die dem Flechtinger Höhenzug vorgelagerte Triasplatte ist durch eine langgestreckte Störungszone von dem südwestlich angrenzenden Gebiet abgetrennt. Diese Störungszone ist im SO als Flexur ausgebildet. Nach NW hin nimmt der relative Absenkungsbetrag der südwestlichen Scholle zunächst zu, und im Zusammenhang damit tritt in den Deckschichten eine klaffende Spalte mit nach SW einfallenden Rändern auf. Noch weiter nach NW hin nimmt der Absenkungsbetrag der südwestlichen Scholle wieder ab, die Störungen aber setzen sich als Grabenbrüche fort. Das Ganze ist nur verständlich als das Ergebnis einer regionalen Zerrung, der dies Gebiet im SW des Flechtinger Höhenzuges unterworfen war.

In die Dislokationszone, und zwar besonders in die klaffende Spalte, ist von unten her das Salz als plastische Masse eingedrungen, und von oben sind Schollen des Deckgebirges eingestürzt. Daß wir es hier mit

einer Zerrung, nicht mit einer Pressung zu tun haben, geht vor allem aus dem völligen Fehlen von mit emporgepreßten Schichten der älteren Trias hervor, wie sie sonst vielfach für die Salzstöcke charakteristisch sind. Hier lag gar kein Anlaß für das Salz vor, Schollen des Nebengebirges mit emporzupressen; denn es fand ja Platz genug zum Aufsteigen.

Über die Art des Zerrungsvorgangs, der ausführlicher in einer anderen Arbeit behandelt wird, mag hier nur erwähnt werden, daß er das Korrelat eines Zusammenschubs im südlichen Teil des subhercynen Beckens darstellt, derart daß beide Erscheinungen ihre Ursache wieder in einer Schiefstellung des subsalinaren Grundgebirges haben.

»Äußere« Gangmetasomatose und Genesis der Thüringer Manganerzgänge

Von Herrn **H. Jahns** in Berlin

Hierzu Tafel 3

Inhaltsübersicht

	Seite
A) »Äußere« Gangmetasomatose	39
I. Allgemeines	39
1. Merkmale, Grad und Art der Metasomatose	40
2. Verwitterbarkeit der Porphyr-Varietäten und Grad der Vererzung im Handstück	41
II. Spezielles (Mikroskopische Untersuchungen)	42
1. Dünnschliff-Untersuchungen	42
Verhalten der Mangan- und Eisenlösung:	
a) zur Grundmasse	42
b) zu den Einsprenglingen	44
1. Feldspäte	44
2. Quarze	46
2. Anschliff-Untersuchungen	46
B) Genesis	48
I. Rückschluß auf die chemische Konstitution der Erzlösungen	48
a) Aus dem Vergleich mit der chemischen Verwitterung der Silikate	48
b) Aus der Art der Verdrängung der Feldspäte (Entstehung von Verdrängungsskeletten)	51
II. Herkunft der Erzlösungen	54
a) Aus dem Nebengestein (Lateralsekretion im engeren Sinne)	54
b) Aus ascendierenden Lösungen	54
c) Aus descendierenden Lösungen (Lateralsekretion im weiteren Sinne)	55
Benutzte Literatur	57
Anhang: Erklärung der Lichtdrucke	59

A. Äußere Gangmetasomatose

I. Allgemeines

Die Frage nach der Genesis unserer Thüringer Manganerzgänge dürfte nie so verschiedene Ansichten zu allen Zeiten hervorgebracht haben, wenn nicht eine Erscheinung auf ihnen in so vollkommener Weise Platz gegriffen hätte, daß sie bald die Verfechter der magmatischen Ausscheidung, bald die der ascendenten oder descendenten Entstehung, bald jene der Lateralsekretions-Theorie zu Worte kommen ließ.

Es ist dies die auf den Gängen zu beobachtende »Metasomatose« des Nebengesteins, die äußere Gangmetasomatose, d. h. die Verdrängung bezw. Durchtränkung des Porphyrs mit Manganerz in so vollkommener Weise, daß es oft schwer fällt, eigentliches, derbes Gangerz von nachträglich »manganisiertem« Porphyr zu unterscheiden und die Heim zu der Äußerung Veranlassung gab:

»In diese von allen Seiten verschlossene Lagerstätte hätte die Braunsteinerde unmöglich gelangen können, wenn sie nicht bereits auf eben die Art wie die Feldspat- und Glimmernieren im Granit mit der gesamten Porphyrmasse in einer gemeinschaftlichen Auflösung enthalten und zugleich mit ihr niedergeschlagen worden wäre.«

1. Merkmale, Grad und Art der Metasomatose

Unter einer metasomatischen Verdrängung versteht man einen langsamen Abbau eines Minerals oder Gesteins durch eindringende Minerallösungen, die von Molekül zu Molekül das anstehende Mineral oder Gestein unter Erhaltung seiner ursprünglichen Struktur ersetzen, also eine Pseudomorphosenbildung im großen Stil hervorrufen.

Da aber Pseudomorphosen im allgemeinen bei der metasomatischen Umwandlung ganzer Nebengesteinsmassen selten zu finden sind, so bedarf es zur Erkennung der Metasomatose noch weiterer Merkmale. Emmons gibt deren drei an, nämlich:

1. Das Fehlen jeglicher symmetrischer Lagenstruktur und kleiner, verkitteter Nebengesteinsbruchstücke.
2. Die große Unregelmäßigkeit in der Mächtigkeit der Erzkörper.
3. Das Fehlen von Salbändern.

»Bei der Breccienbildung (Punkt 1 am Schluß) muß aber berücksichtigt werden, daß auch bei unvollständiger Metasomatose häufig eckige Reste des ursprünglichen Gesteins übrig bleiben können, durch die eine »Pseudobreccienstruktur« hervorgerufen werden kann« (Beyschlag-Krusch-Vogt, Bd. I, S. 107). »Punkt 3 ist, je nachdem man unter dem Salband den Lettenbesteg oder nur die Grenze zum Nebengestein versteht, allgemein oder beschränkt zu fassen« (Krusch).

Die Unregelmäßigkeit in der Mächtigkeit der Erzkörper kann entweder durch eine Verschiedenheit in der Widerstandsfähigkeit des Nebengesteins oder in dem Verhalten der Minerallösungen zu den einzelnen Mineralbestandteilen des Nebengesteins bedingt sein. Die Widerstandsfähigkeit des Nebengesteins kann primär durch physikalische und chemische Unterschiede in der Zusammensetzung oder sekundär durch Verwitterung verschieden ausfallen, wodurch sich eine gewisse Unsicherheit in der Beurteilung der Metasomatose ergibt; dadurch nämlich, daß die metasomatische Verdrängung eines schon verwitterten Mineralaggregates viel vollkommener vor sich geht und so die Ursache einer solchen »großartigen« Metasomatose oft in der Intensität des »Vererzers« (Therme, Pneumatolyse) gesucht wird, wo es sich lediglich um Hohlraumausfüllungen im verwitterten Gestein und einer vielleicht von da aus weitergehenden Metasomatose handelt.

Hierbei dürfte die Adhäsion und Absorptionsfähigkeit mancher Verwitterungsprodukte (Kaolin, Ton u. a.) auf die Erzlösung von Bedeutung für die Metasomatose werden, da in manchen Fällen das Adsorbens auf den adsorbierten Stoff chemisch einwirkt und so »die Adsorption sich hervortut als ein Vorläufer der chemischen Verbindung« (van Bemmelen).

Krusch hat in diesem Zusammenhang den Begriff der »Adsorptions- und Adhäsions-Metasomatose« geprägt.

Gerade bei einem so verschieden zusammengesetzten Gestein wie unsere Thüringer Porphyre ergeben sich ohne weiteres die verschiedensten Möglichkeiten hinsichtlich Grad und Art der Metasomatose. Während bei dem im allgemeinen am häufigsten metasomatischer Verdrängung unterworfenen Kalkgestein die Metasomatose alle Mineralbestandteile ergreift, geht sie bei den Porphyren »auswählend« vor, wie es am Handstück schon mit bloßem Auge zu beobachten ist.

Es sei zunächst in großen Zügen auf die Widerstandsfähigkeit der einzelnen Porphyrvarietäten und ihrer Gemengteile gegen Verwitterungseinflüsse eingegangen.

2. Verwitterbarkeit der Porphyrvarietäten und Grad der Vererzung im Handstück

Allgemein ist die Beobachtung an den Thüringer Porphyren zu machen: je mehr sie eine porphyrische Ausbildung, d. h. eine scharfe Trennung zwischen Einsprengling und Grundmasse besitzen, desto weniger werden Grundmasse als auch Einsprenglinge von der Verwitterung betroffen. Dagegen sind die Porphyre mit einem mehr granitischen Gefüge meistens zellig und rauh zerfressen.

Sowohl der ältere Greifenberg-Porphyr mit großen Orthoklas- und Quarz-Einsprenglingen als auch der jüngere Porphyr mit nur spärlichen Einsprenglingen und dichter Grundmasse (wie am Bahnhof Oberhof und an der Heide) zeigen entsprechend ihrer Härte wenig Anlagen zur Verwitterbarkeit.

Ein ganz entsprechendes Verhalten ist demzufolge auch in den vererzten Partien dieser Varietäten zu beobachten. Völlig indifferent gegen die Manganlösungen erweisen sich die jüngeren Porphyre besonders am Bahnhof Oberhof (Farmenfleck), im oberen Jüchnitztal (Grube Morgenstern und Gottesgabe) und im Steinbruch an der Heide, ebenso manche dichteren Varietäten am Walsberg. Lediglich auf kleinsten Rissen ist das Mangan als Dendriten oder auf weiteren Klüften als strahliger Pyrolusit (Grube Gottesgabe und Morgenstern) zum Absatz gelangt. Größere Hohlräume sind bemerkenswerterweise mit schwarzem Glaskopf erfüllt, um den herum Ton als Verwitterungsprodukt des Porphyrs sich legt (Heide).

»Der weiße (eigentlich der blau-rötliche und gräulich-weiße) Porphyr des Mittelbergs und Rumpelsbergs ist der hauptsächlichste Träger des hiesigen Braunsteinbergbaus, den Heim unter diejenigen Porphyr-Varietäten mit begreift, die er »das weiße gebleichte Gestein des blaurötlichen Übergangsporphyrs« nennt« (Zerrenner).

In der Tat ist die Bezeichnung als »Übergangs-Porphyr« recht glücklich von Heim gewählt, dadurch daß, wie schon erwähnt, die Ausbildung granitähnlich wird und es oft unmöglich wird, eine Trennung in ältere und jüngere Quarzporphyre aufrecht zu erhalten. Dieser Übergangs-Porphyr ist besonders am Süd- und Westabhang des Walsberges, am Böhler und Rainweg, Rumpelsberg, Mittelberg und Westabhang des Thurmbergs bei Stutzhaus-Schwarzwald anzutreffen. Besonders die Feldspäte sind völlig herausgewittert, wodurch das Gestein rauh und zerfressen aussieht. Es ist m. E. nun nicht zufällig, daß gerade auf den Gängen, die diesen Porphyr zum Nebengestein haben, die Metasomatose in so weitem Maße Platz gegriffen hat, daß sekundär eine gewaltige Erzanreicherung stattgefunden hat, die eine Zeitlang die Bergbautreibenden zu den schönsten Hoffnungen berechtigte und heute noch die Grube »Heinrichsglück« abbauwürdig erhält. Zur Erhärtung meiner Beobachtung, daß der Grad der Verwitterbarkeit der Porphyr-Varietäten eine Schlußfolgerung auf den Grad der metasomatischen Verdrängung durch die Manganlösungen gestattet, sei noch angeführt, daß ich auf Grube »Heinrichsglück« inmitten der derben Erzmasse Porphyrstücke gesammelt habe, die völlig unberührt von den Erzlösungen geblieben sind, während doch die meisten anderen Breccien nur mehr an den schimmernden Quarzen sich als Porphyr kund tun.

Der Grund hierfür ist lediglich in der primären Zusammensetzung des Porphyrs zu suchen. Die nicht manganisierten, weiß gebleichten Bruchstücke gehören dem Typus des jüngeren Porphyrs am Bahnhof Oberhof an, während die manganisierten Teile dem auf dem Gang anstehenden Rumpelsberg-Porphyr angehören. Es dürfte also wahrscheinlich sein, daß dieser jüngere Porphyr teilweise noch über den heutigen Rumpelsberg sich erhob und Bruchstücke bei der Erosion und Gebirgsaufrichtung in die Spalten fielen, wo sie sich heute durch ihr negatives Verhalten zu der Erzmasse zu erkennen geben.

Die von anderer Seite vertretene Meinung, daß diese unvererzten Bruchstücke infolge geringerer Verwitterung weniger manganisiert seien, ist jedenfalls als sekundäre Folgerung hervorzuheben. Ist der metasomatischen Verdrängung durch die Manganlösungen erst eine Verwitterung der Gangbreccien und des Nebengesteins, wie es auf Grund der Tektonik der Gangzüge (hercynisches Streichen) anzunehmen ist, vorangegangen, so mußte dadurch der so auffallende Unterschied in der verschiedenartigen Intensität der Metasomatose in den Porphyren noch potenziert werden!

II. Spezielles

1. Dünnschliffuntersuchungen

Verhalten der Mangan- und Eisenlösung

a) Zur Grundmasse

Da die Erzlösungen nur immer auf Klüften und feinen Rissen ihren Weg in das Gestein bahnen konnten, so mußte die Manganisie-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

rung von diesen Klüften aus zunächst die Grundmasse des Porphyrs ergreifen. Das Vordringen der Lösung erweist sich in der meist mikrogranitischen oder auch sphärolithischen Grundmasse nicht flächen-, sondern mehr linienhaft, d. h. die Lösung scheint auf bestimmten Linien in der Grundmasse vorzudringen, indem sie die sauren, quarzigen Teile der Grundmasse unberührt läßt, dagegen an Stelle der basischen feldspathaltigen Teile der Grundmasse sich ausscheidet bezw. von ihnen ausgefällt wird. Manche dunklen, kugeligen, kleinsten Erzpartikelchen scheinen sozusagen in der Grundmasse zu schwimmen und den ganz vererzten Partien vorauszueilen. Es fand also nicht sofort eine Wegführung der gesamten Grundmasse von den Klüften aus statt, sondern zunächst eine Imprägnation durch die Erzlösung, der dann im gewissen Abstand eine weitere Auflösung und innere Durchtränkung folgte.

Ob nun die erzhaltigen Lösungen selbst oder eine vorangehende Verwitterung die Auflösung der Grundmasse bewirkte, läßt sich durch sekundäre Quarzausscheidungen, die sich als solche an ihrer Ausbildung und Stellung zu erkennen geben, unterscheiden. Die Abb. 1 zeigt etwas überzeichnet derartige Quarzausscheidungen, die im Innern mit Manganerz erfüllt sind. Die scharfe Abgrenzung der Quarzkristalle gegen die Manganerzmasse läßt deutlich die spätere Ausfüllung durch letztere erkennen.

Während im allgemeinen die in der Grundmasse auskristallisierten Lösungsquarze frei von Erzeinschlüssen sind, vielmehr scharf und deutlich gegen das Erz abgrenzen, sind zuweilen Kieselsäure-Ausscheidungen wahrnehmbar, in denen in kleinen Mengen das Erz zu schwimmen scheint. Abb. 2 zeigt (etwas überzeichnet) die Art der Kieselsäure-Ausscheidung aus der Grundmasse.

In noch vollkommenerer Weise zeigt die mit Eisenerz imprägnierte Grundmasse die Art des Vordringens der Erzlösung in derselben. Das Bild der Imprägnation tritt hier noch deutlicher hervor. Dadurch, daß sich das Erz besonders an den Berührungsstellen der mikrogranitischen Gemengteile der Grundmasse ausscheidet, wird eine eigenartige sphärolithische Grundmasse vorgetäuscht. Sekundäre Quarzausscheidungen mit einer Eisenerzanhäufung im Innern sind in der Grundmasse reichlich vorhanden. Die Auslaugung und Verkieselung der Grundmasse ist hier in noch höherem Maße vorgeschritten.

Die Grundmasse zeigt teils überaus feine Kieselsäureaggregate (Chalcedon), teils größere Quarzausscheidungen. Die Eisenlösung ist nun ausschließlich in dem Chalcedon, dem Kieselsäure-Gel feinverteilt als eine Art »Suspension« zu finden, während die grobquarzigen Partieen der Grundmasse frei von der Erzimprägnation blieben. Am Rande der Erzzonen sind ebenfalls Chalcedon-Ausfüllungen in feinsten Röhrchen vorhanden. Auch hier scheint die Erzlösung besonders das Kieselsäure-Gel bevorzugt zu haben, um auf ihm weiter ins Gestein vorzudringen (Abb. 3).

Chalcedon ist als typisches Verwitterungsprodukt auf den Gängen

in den überaus kieselsäurereichen Quarzporphyren häufiger anzutreffen. Eisen- und Mangan-Ausfällungen sind fast stets in Gelform vorhanden und sprechen für die im »Eisernen Hut« der Gänge typischen Verwitterungsvorgänge unter Bildung von Gelen.

Das Liesegangsche Phänomen der rhythmischen Fällung ist selbst im dichten porphyrischen Nebengestein (besonders am Bahnhof Oberhof) sehr schön ausgeprägt.

b) Einsprenglinge

1. Feldspäte. War in der Art der Durchtränkung und Verdrängung der Grundmasse eine bestimmte Bevorzugung basischer oder gelartiger Teile zu beobachten, so können wir bei dem Verhalten der Mangan- und Eisenlösungen zu den Porphyr-Einsprenglingen von einer selektiven Metasomatose sprechen; dadurch, daß die Feldspat-Einsprenglinge sämtlich mehr oder minder durch die Lösungen vererzt wurden, während die Quarze den einzigen unvererzten Bestandteil in den manganisierten Porphyren darstellen.

Zunächst sind die Spuren der Verwitterung des Gesteins, die sich in der Grundmasse durch die Verkieselung und Auskristallisation von Gangquarz kund tun, in der Umsetzung der Feldspäte zu Kaolin, Epidot oder Verquarzung und Auflösung derselben in ein sagenitähnliches Netzleisten-Gewebe besonders deutlich zu verfolgen. Die untergeordneten Biotite sind durch Auslaugung des Eisengehaltes teils hellgelb geworden oder in Brauneisen verwandelt.

Wichtig ist nun festzustellen, ob die Vererzung der Verwitterung der Feldspäte vorausging oder nachfolgte. Je nachdem wäre den Vererzungslösungen oder den Verwitterungslösungen der größere Anteil an der Auflösung des Gesteins zuzuschreiben.

Zu diesem Zwecke seien zuvor die eigenartigen Verwitterungsformen der Feldspäte in den nicht vererzten Gesteinsteilen besprochen. Schon makroskopisch sind kleine Höhlungen und Auslaugungen der Feldspäte (meistens Orthoklas) besonders im Innern zu erkennen. Dabei sind, wie sich im Schliff zeigt, die randlichen Partien noch auffallend frisch erhalten geblieben. Unter gekreuzten Nicols erscheinen die ausgelaugten Partieen naturgemäß dunkel, geben aber dadurch so täuschend das Bild der tatsächlich vererzten Individuen wieder, daß es ohne Ausschaltung des Nicols einfach unmöglich ist, festzustellen, ob es sich um ein im Innern vererztes Individuum oder nur um Höhlungen handelt.

Die Schliffe wurden in der Mitte absichtlich etwas dick gelassen, um sicher zu gehen, daß beim Schleifen nichts von den Einsprenglingen herausbricht. Abb. 4 soll eine schwache Vorstellung von der Art der Täuschung durch die Verwitterungserscheinungen bei + N geben. Zum Vergleich sei auf das vererzte Individuum in Abb. 5 hingewiesen.

Die Verwitterung in Gestalt der Kaolinbildung oder Auslaugung ist unverkennbar auf den Linien bester Spaltbarkeit am stärksten; ebenso dringt die Erzlösung in allen Fällen zunächst auf den

Spaltrissen in den Orthoklas ein. Wird der Feldspat im Stadium der vollständigen Vererzung der Grundmasse völlig von Manganerz umgeben, so greift die Vererzung doch niemals die äußeren Konturen des Minerals an, sondern erfüllt zunächst das Innere wie einen hohlen Zahn von den Spaltrissen aus vollständig, bis dann die Begrenzungsflächen noch zu allerletzt als »Skelett« in einer rings vererzten Grundmasse übrig bleiben (vergl. Abb. 6 und 7).

Eine andere Art der Verwitterung zeigt Abb. 8 an einem großen Orthoklas des Greifenberg-Porphyrs. Das ganze Material ist in ein feines Netzwerk von sich kreuzenden Stäbchen aufgelöst. Brauneisen und Manganmulm erfüllen meistens die Löcher, sind hier aber teilweise beim Schleifen herausgeschwemmt. Andere Partien (besonders Abb. 9) zeigen deutlich noch eine feste Erzausfüllung dieses Gitterwerkes.

Randlich korrodierte, eingebuchtete und angefressene Orthoklase sind von der Grundmasse im unvererzten Porphyr angeschmolzen und zeigen daher diese Form auch bei einer Vererzung der Grundmasse. Diese Korrosionen als metasomatische Verdrängungen durch den Vererzer zu deuten, dürfte daher m. E. irrtümlich sein. Bei den Quarz-Einsprenglingen ist die Erscheinung noch auffallender.

Die schon in den Abbildungen zum Ausdruck kommende mehr oder minder starke Verdrängung der Feldspateinsprenglinge möchte ich unter Bezugnahme auf das eingangs über den Grad der Verwitterung und der Metasomatose Gesagte als Folge einer vorausgegangenen Verwitterung, einer Potenzierung, schärferen Herausarbeitung der Verwitterungserscheinungen durch die nachfolgende Erzausfüllung auch hier wieder hervorheben.

Epidot mit seiner charakteristischen graugrünen Färbung, lebhaften Polarisationsfarben, gutem Relief und hoher Lichtbrechung ist besonders häufig zu erkennen und scheint hier Feldspat (Plagioklas) pseudomorph zu ersetzen.

Kaolin in unmittelbarer Nachbarschaft deutet auf das frühere Vorhandensein der Feldspäte noch einwandfreier hin (s. Abb. 10, sehr starke Vergrößerung). Die Erzmasse zertrümmert Teile des Epidots, ist also nach seiner Bildung eingedrungen.

Kaolin ist recht häufig sowohl in ganz kleinen Resten mitten im Erz sitzend, als auch in größeren Mengen in den Feldspäten verteilt anzutreffen. Dabei ist in den Teilen der Grundmasse, die nicht vollständig mit Erz erfüllt sind, eine charakteristische Ansammlung der Erzlösung (sowohl Mangan als auch Eisen) um solche größeren vollständig kaolinisierten Feldspäte zu beobachten. Diese »Höfe« als eine Art konkretionärer Ausscheidung um die Kaolinmassen dürften in einer stärkeren Adhäsionsfähigkeit des Kaolins zur Mangan- und Eisenlösung mit nachfolgender randlicher Adsorption und Ausfällung zu erklären sein, oder aber noch wahrscheinlicher in der Volumenverminderung bei der Umwandlung von Feldspat in Kaolin. Bei den Quarzeinsprenglingen und den verkieselten Feldspäten werden genau dieselben »Höfe« zu besprechen sein.

Das hydratische Roteisen ist überall dort, wo es mit Mangan zusammen auftritt, weiter ins Gestein hineingewandert, es dürfte also eine stärkere Affinität zum Gestein besessen haben bezw. länger in Lösung geblieben sein, als das Mangan, das auf den Klüften rascher zur Ausfällung kam.

Über die große Ähnlichkeit in dem Verhalten beider Erze in der Grundmasse ist schon gesprochen worden. Bei der Ausfällung und Verdrängung der Feldspäte zeigen sich ebenso täuschend die gleichen Erscheinungen, so daß im allgemeinen kein Unterschied im Verhalten der Eisen- und Manganlösung in der Art der Vererzung des Porphyrs zu finden ist. Ein Zeichen, daß beide Lösungen wohl gleichzeitig zirkulierten und chemisch gleichartig reagierten.

2. Quarze. Bei Besprechung der Grundmasse ist auf sekundäre Quarzgebilde hingewiesen worden. Zwischen ihnen und den primären, aus dem Magma auskristallisierten Quarzen ist scharf zu unterscheiden. Während erstere meistens in kleinen Spalten und Höhlungen frei ihre ganze Kristallform entwickeln konnten, zeigen letztere scharf umrissene Dihexaeder (vergl. Abb. 5 oben links) oder angeschmolzene, kantengerundete, zerbrochene Formen, in die sich die Grundmasse schlauchförmig bis tief in das Innere hineinstülpt, wodurch im Stadium vollendeter Vererzung eine Korrosion der Quarze durch die Manganlösungen vorgetäuscht wird (s. Abb. 11).

In einigen Fällen ist ein Eingreifen der Erzausscheidungen in pyrogene als auch hydatogene Quarzindividuen zu beobachten. Bei dem Mangan sind es feinste Pyrolusitnädelchen, die zuweilen an den Rändern des Kristalls in diesen hineinragen (s. Abb. 12). Bei dem Eisenerz sind es feinverteilte, lichtrote Flocken, in einer Art Suspension auch nur an den Rändern des Quarzes. Dabei scheinen nur solche Quarze angegriffen zu werden, die sich gegen die Grundmasse durch keine scharfen Kristallflächen abgrenzen, sondern mehr einen Übergang von dem reinen Quarz zur glasigen Grundmasse darstellen (s. Abb. 13).

2. Anschliffuntersuchungen

Vor allem sind es sulfidische Erze, die sich im Anschliff deutlich von einander unterscheiden und strukturell erkennen lassen; während für die oxydischen Erze und damit auch für die Manganerze bis zum Abschluß dieser Arbeit noch keine bestimmten Merkmale angegeben werden konnten. Immerhin sind durch den Anschliff bekannter Erze wenigstens strukturelle und hinsichtlich der Härte physikalische Verschiedenheiten festzustellen.

Bei der Untersuchung der manganisierten Porphyre im Anschliff habe ich bei schwächerer Vergrößerung möglichst mit Tageslicht (Nordseite — kein Sonnenlicht) gearbeitet, um das Erz als auch das Nebengestein möglichst in natürlichen Farben beobachten zu können.

Die Unterscheidung von nicht manganisierter und manganisierter Grundmasse ist bei Lampenlicht durch die gewöhnliche Politur fast unmöglich! Lediglich die Quarze heben sich infolge der größeren Härte deutlich aus der Erzmasse heraus.

Ganz besonders schwierig gestaltet sich die Politur von weicheren Erzmassen, wie Pyrolusit, da bei ihnen allzu leicht die von Schneiderhöhn hervorgehobene Täuschung durch eine Schicht von Schleifstaub hervorgerufen wird.

Unter diesen Gesichtspunkten sind die Ergebnisse einer Untersuchung von Manganerzen im Anschliff nur beschränkt.

Eine eigenartige linienhafte Erzausscheidung, die erst durch die Politur deutlich infolge verschiedener Härte hervortritt, zeigt der Anschliff des teilweise manganisierten Rumpelsberg-Porphyrs aus dem Ausgehenden der Grube Heinrichsglück. Während mit bloßem Auge die Manganisierung des Gesteins keine besonderen Zuführungskanäle der Erzlösung erkennen läßt, sie vielmehr räumlich ohne Bevorzugung irgend welcher Gesteinsteile sich tief in das Gestein ausbreitet und daher die besprochene Pseudobreccienstruktur hervorruft, werden durch das Anschleifen und die Politur doch deutlich helle glänzende Linien sichtbar, die als primäre Zuführungskanäle der Lösung unschwer zu deuten sein dürften. Von ihnen aus hat sich dann erst die Imprägnation der Grundmasse vollzogen. Daß es sich um Manganerz in diesen feinen Linien handelt, habe ich durch eine chemische Analyse festgestellt. Zweifellos handelt es sich um Psilomelan, der infolge seiner Reinheit und etwas geringerer Härte aus dem kieselsäurereichen Manganerz der Grundmasse hervortritt. Konz. Salzsäure greift jedenfalls diese Erzschnüre ungleich stärker an als die manganisierte Grundmasse. Diese Linien sind bei Betrachtung in auffallendem Licht in schwacher Vergrößerung auch im Dünnschliff zu erkennen, indem sie sich durch ein reineres Schwarzblau als die manganisierte Gesteinsmasse zu erkennen geben.

Von der Überlegung ausgehend, daß der Mangangehalt kleiner manganisierter Gesteinssplitter, die von solchen feinen Erzlinien erfüllt sind, ungleich größer sein muß, als der von diesen Linien aus manganisierten Grundmasse, habe ich Manganbestimmungen nach der Wolff-Volhardschen Methode ausgeführt mit dem Ergebnis, daß der manganisierte Porphyr des Rumpelsbergs bei einem spez. Gewicht von 2,75 nur 14,4 % Mn (22,78 % MnO_2) und ca. 76 % $SiO_2 + Al_2O_3$ als unlöslichen Rückstand enthielt, während andere manganisierte Teile mit mehr verkitteten manganisierten Porphyrbröckchen bis 25,44 % Mn (40,14 % MnO_2) ergaben; spez. Gewicht 3,14 entsprechend 60 % SiO_2. Die Analyse bestätigt die eingangs schon hervorgehobenen Zweifel hinsichtlich einer bedeutenden Metasomatose des Nebengesteins. Der hohe Kieselsäuregehalt des Quarzporphyrs ist nicht im geringsten durch die Erzimprägnation beeinflußt worden. Lediglich die leichter verwitterbaren basischen Teile (Feldspäte) sind, wie gezeigt wurde, schon durch eine voraufgegangene Verwitterung und Auslaugung des Gesteins durch das Manganerz ersetzt worden.

Eine noch weitere Erzanreicherung ist sodann in den Nebengesteinsteilen analytisch festgestellt, in denen das ursprüngliche Gelmanganerz (Manganomelan nach Klockmann) zu Pyrolusit sich umkristallisiert hat.

Die Analyse ergibt bis zu 45 % Mn (71,19 % MnO_2). Der Rückstand, ebenfalls fast ausschließlich Kieselsäure, ist entsprechend gering (20 %). Schon die geringe Festigkeit des ganzen mit Pyrolusit erfüllten Porphyrs deutet darauf hin, daß eine weitere Wegführung und zwar diesmal auch der Kieselsäure stattgefunden hat.

Dieses letzte Stadium der Vererzung dürfte in gewisser Hinsicht noch zur äußeren Gangmetasomatose gerechnet werden, weil, wie es der Fall sein dürfte, Pyrolusit nicht primär, sondern erst sekundär aus dem Manganomelan entstanden ist.

B. Genesis

I. Rückschluß auf die chemische Konstitution der Erzlösungen

a) Aus dem Vergleich mit der chemischen Verwitterung der Silikate

Es ist in Vorstehendem versucht worden klarzulegen, daß die Erzlösungen in ihrer chemischen Aktivität auf die Porphyre ähnliche Wirkungen hervorgerufen haben, wie die chemische Verwitterung sie hervorgerufen hat, ja daß es als sicher angesehen werden muß, daß der Vererzung eine chemische Verwitterung des Nebengesteins vorausging und so die Erzlösungen die Verwitterungserscheinungen nur noch weiter herausarbeiteten.

Die chemische Verwitterung als eine Folge der Einwirkung kohlensäurehaltiger Oberflächenwässer hat zweifellos, besonders in postoligocäner Zeit, auf den wieder aufgerissenen Gängen und Klüften sich auswirken können.

Bischof führt als Hauptursache der chemischen Verwitterung die Einwirkung der Kohlensäure an. Jedoch vermag diese nur bei niedriger Temperatur auf die Gesteine zersetzend einzuwirken, da sie bei höherer Temperatur im Wasser nicht mehr in Lösung bleibt. Die neuerdings als Einleitung der Verwitterung angesehene Wasseraufnahme der Silikate war Bischoff nicht unbekannt.

Reines Wasser allein vermag durch hydrolytische Wirkung infolge — wenn auch nur geringer — Dissoziation die Silikate anzugreifen.

»Es ist nicht nötig, anzunehmen, daß bei der Verwitterung der Gesteine Säuren tätig sein müssen. Die Verwitterungsprodukte liefern kolloide Stoffe, sie haben die Eigenschaft, Basen zu adsorbieren, was zu sekundären Prozessen Veranlassung geben kann, die den Verlauf der Verwitterung beeinflussen. Durch die Adsorption von Basen aus Salzen wird freie Säure ausgeschieden.« (Niklas: Chem. Verwitterung der Silikate.)

Die hydrolytische Spaltung des Feldspats und der Grundmasse in kolloide Aluminiumkieselsäuren und lösliches Alkalisilikat konnte also eine Adsorption der Eisen- und Manganlösungen und in weiterer Folge die Durchtränkung der so aufgeschlossenen Nebengesteinsteile bewirken.

Hierfür spricht einmal der Umstand, daß nach den von mir aus-

geführten Manganbestimmungen der Mangangehalt in ganz manganiten Teilen 22,78 % MnO_2 nicht übersteigt und als Rückstand über 76 % $SiO_2 + Al_2O_3$ festgestellt wurde. Die Ansicht, daß »die ehemalige Grundmasse der Porphyre heute reines Erz darstellt«, ist somit eine Verkennung der Tatsache.

Zum andern sprechen für den kolloiden Zustand der Nebengesteins-Oberfläche bei der Durchtränkung mit den Erzlösungen die rhythmischen Fällungen, die noch vollkommener auf der Schmalkaldener Seite von E. Böhne hervorgehoben werden. Die Erscheinungen stehen mit den von Liesegang gemachten Silbernitratfällungen in denkbar bester Übereinstimmung.

Der hohe Rückstand an Al_2O_3 und SiO_2 wird durch die hervorgehobene, vor der Vererzung eintretende Verwitterung des Nebengesteins mit der gezeigten teilweisen Kaolinisierung der Feldspäte erklärt.

Die Kaolinisierung, wie auch jegliche chemische Verwitterung verläuft in unseren Breiten, wie Stremme und Hähnel durch Analysen gezeigt haben (Zeitschr. f. pr. Geol. 1908, S. 122; Journ. f. pr. Chemie 1878, S. 280) in der Richtung, daß eine Anreicherung an Kieselsäure und Tonerde stattfindet, eine Abnahme dagegen an Alkalien, Eisen, Magnesia und Kalk.

Nach Bischoff sind in einem mit Kohlensäure gesättigten Wasser neben 37,1 Teilen Na_2CO_3 nur 6,67 Teile Na_2SiO_3 gelöst möglich. Daraus ist mit Niklas der Schluß zu ziehen, daß ein kohlensäurereiches Wasser viel Alkalicarbonat, dagegen nur einen verschwindend kleinen Teil Kieselsäure lösen kann.

»Bei der Verwitterung der Orthoklase zu Sericit, Kieselsäure und kohlensaurem Kali durch kohlensaure Wässer tritt eine bedeutende Volumenverminderung ein, da der Sericit weniger als die Hälfte des Feldspatvolumens einnimmt. Scheidet sich SiO_2 als Quarz ab, so bleiben 13 % des Orthoklasvolumens übrig.« (Lindgren.)

»Allgemein sind die verdrängenden Mineralien dichter als die verdrängten, und es wird dadurch eine Porosität erzeugt, die sich bei der experimentellen Bestimmung des spez. Gewichts dadurch zu erkennen gibt, daß die erhaltene Zahl kleiner ist, als sie nach der Art der Umwandlungsprodukte sein müßte.« (Lindgreen.)

Die Volumenverminderung des Orthoklas infolge der Verwitterung zu Sericit, Kaolin und Quarz dürfte die Ursache der besprochenen eigenartigen Manganerz-Höfe um die verkieselten oder kaolinierten Feldspateinsprenglinge sein.

Ebenso ist auf das geringe spez. Gewicht des manganisierten Porphyrs (2,75) hinzuweisen und den hohen Kieselsäure- und Tonerdegehalt, der eben durch die voraufgegangene Verwitterung verursacht wird.

Wie durch die Verwitterung des Nebengesteins Gele (z. B. Chalcedon, Aluminiumsilikate) entstanden, so ist für die Niederschläge der Erzlösungen selbst ihre Gelnatur in Betracht zu ziehen, da das für

unsere Thüringer Manganerzvorkommen als primäres Mineral verbreitetste Manganomelan ein typisches Gel darstellt.

»Die Gele haben die Eigenschaften, auf Schwermetall- und andere Lösungen adsorbierend einzuwirken. Diese Eigentümlichkeit macht das Erkennen ihrer chemischen Zusammensetzung in vielen Fällen schwierig. So kann man häufig nicht ohne weiteres feststellen, ob ein Gelerz eine selbständige chemische Verbindung darstellt oder ein Gemenge bildet, das aus zwei Komponenten besteht; nämlich erstens einem Gel und zweitens der von ihm adsorbierten Schwermetallverbindung.« Krusch schlägt hierfür die Namen Gelgrundmasse und adsorbierte Durchtränkungssubstanz vor.

Das den Psilomelan »häufig begleitende Wad und Schaumwad von höherem Wassergehalte ist wohl als die ursprüngliche Gelbildung zu betrachten. Für den Eisernen Hut carbonatischer Manganerze ist neben Psilomelan Schaumwad besonders typisch. Auf gewissen Lagerstätten spielen ferner Eisenoxyd-Kieselsäuregele neben Eisenhydroxydgelen in den Oxydationszonen eine Rolle«.

Hierfür ist die Eisenkieselbildung der Manganerzschürfpunkte am Bahnhof Oberhof als charakteristisch hervorzuheben. Vor allem auch die Eigentümlichkeit, daß das Eisen hier in schmaler Imprägnationszone in das Nebengestein dringt, nicht aber das Mangan.

Neuere Laboratoriumsversuche, die Dr. Behrend im Kaiser-Wilhelms-Institut ausgeführt hat und die er demnächst veröffentlichen wird[1]), haben nach seinen mir freundlichst gemachten Mitteilungen gezeigt, daß wenn Eisen und Mangan zusammen aus kolloider Phase oxydisch ausgefällt werden, das Mangan sofort niedergeschlagen wird, Eisen dagegen länger in Lösung bleibt. Dies Verhalten ist gerade umgekehrt dem der echten Lösungen, wo durch oxydische Ausfällungen zunächst Eisen, dann erst Mangan ausfällt.

»Bei der Beziehung zwischen Eisen und Mangan ist demnach hervorzuheben, daß beide bei der neutralen oder reduzierten Ausfällung gleichzeitig, bei der oxydierten dagegen getrennt zur Abscheidung gelangen und zwar zuerst Eisen mit etwas Mangan und später Mangan mit etwas Eisen.«

»Es läßt sich häufig am Handstück beobachten, daß unmittelbar an dem nicht umgewandelten Gesteinskern Eisenerz oder eine Eisenerzimprägnationszone auftritt, erst in etwas größerer Entfernung stellt sich dann als Außenrinde Manganerz ein.«

Diese Auffassung Beyschlag-Krusch-Vogts über die Reihenfolge der Erzausfällung (gemeint sind auch hier die Vorkommen am Bahnhof Oberhof und am Walsberg) dürfte nach Behrends Untersuchungen gerade eine Umkehrung erfahren.

Das Mangan fiel aus kolloider Lösung in den Spalten zuerst als Gel aus, das Eisen blieb länger in Lösung, konnte also auf den Haarspalten in das Nebengestein eindringen und von dort vorhandenen Elektrolyten oder Gelen ausgeflockt werden.

---

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geologie 1924, Heft 7/8.

Die oben beschriebene auffallende Bevorzugung der feinsten Kieselsäureaggregate (Chalcedon) durch die Eisenlösungen bestätigt die obige Auffassung.

Bischoff stellte experimentell fest, daß Eisenoxyd dem gelösten Alkalisilikat die Kieselsäure entzieht, das Alkali somit frei in Lösung sich befindet. (Verh. naturh. Vereine Rheinl. u. Westf. 1855, S. 308.)

Die Eisenkieselbildungen und die durchtränkten Kieselsäureaggregate in dem Porphyr könnten also ebenso aus dem bei der Verwitterung der Porphyre in Lösung gegangenen Alkalisilikat stammen.

Es folgt demnach, daß nur die durch Verwitterung gelösten, basischen Bestandteile durch die nachfolgenden Erzlösungen ersetzt oder durchtränkt — weniger verdrängt! — wurden, der Kieselsäure- und Tonerde-Gehalt dagegen noch angereichert wurde, da die Erzlösungen ihn ebensowenig wegzuführen vermochten als die chemisch gleich aktiven kohlensäurereichen Verwitterungswässer. Erstere vermochten jedoch durch die kolloid-chemischen Eigenschaften der durch Wasseraufnahme »zu einer Gelgrundmasse« gewordenen Porphyrgrundmasse und Feldspäte als »adsorbierte Durchtränkungssubstanz« die porphyrische Grundmasse zu durchtränken, was die Ansicht verbreitete, daß »die ehemalige Grundmasse heute reines Erz darstellt«.

Wie irrig diese Ansicht ist, haben die Analysen dargelegt.

Daß die Verwitterbarkeit des Nebengesteins in ursächlichem Zusammenhange mit der Manganisierung steht, ist somit verständlich gemacht und es wird klar, daß die nicht manganisierten dichten Porphyrvarietäten infolge ungenügender Verwitterbarkeit, dem Mangel an Gelbildungen, eine Adsorption der Manganlösungen nicht zuließen.

Es ist daher für die Art der Manganisierung als entscheidend die vorangegangene Verwitterung der Porphyre anzusehen und mehr von einer Durchtränkung infolge Adsorption in der Porphyrgrundmasse zu sprechen, als einer bis jetzt angenommenen Metasomatose das Wort zu geben.

b) Aus der Art der Verdrängung der Feldspäte

Nachdem die Frage, ob die Erzlösungen echte oder kolloide Lösungen gewesen sind, zugunsten letzterer auf Grund der erwähnten Beobachtungen entschieden ist, möchte ich zur Beantwortung der Frage nach ihrer chemischen Reaktion, ob sauer oder basisch, ob kalt oder heiß (Thermen) die Art der Verdrängung der Mineralindividuen in Betracht ziehen.

Die sowohl aus dem Vergleich der Verwitterungsstrukturen und Erzausfüllungen gefolgerte chemische Gleichartigkeit der Verwitterungs- und Erzlösungen, als auch die mitten im Erz »schwimmenden« Verdrängungsskelette lassen mit aller Deutlichkeit auf kalte, saure Lösungen schließen.

Zu ihnen im Gegensatz bewirken heiße, alkalische Lösungen die von Schneiderhöhn beobachteten Verdrängungsovoide, die auf unsern Manganerzgängen nicht beobachtet wurden.

Dadurch, daß die kalten, sauren, stark verdünnten Lösungen nur äußerst langsam auf die Mineralbestandteile einwirken können, entstehen jene Verdrängungsskelette, in dem das Einzelindividuum in den verschiedenen kristallographischen Richtungen verschieden stark angegriffen wird. So boten z. B., wie wir gesehen haben, die Richtungen der Spaltbarkeit des Orthoklas den Erzlösungen die beste Angriffsfläche.

Für die Art der chemischen Zusammensetzung der Mangan- und Eisenlösungen wäre demnach das Nächstliegende, sie wie die Verwitterungslösungen für carbonatisch zu halten. Trotz dem Einfluß des Luftsauerstoffs hätte die Ausfällung sodann zunächst als Mangancarbonat erfolgen können, das sich dann verhältnismäßig schnell in Peroxyd umsetzt.

Nach Fresenius Beobachtungen am Wiesbadener Kochbrunnen wird bei der oxydischen Ausfällung Eisen zuerst als Limonit ausgefällt und bedeutend später Mangan als Carbonat. Das gleiche Bild geben Analysen von Ludwigs am Nauheimer Sprudel.

In beiden Fällen entsteht aus der bicarbonatischen Lösung der Schwermetalle Mangancarbonat. Wie schon erwähnt ist aber Manganspat nirgends auf den Lagerstätten zu finden, abgesehen von den Spateisenstein-Lagerstätten, könnte also höchstens in oberen Teufen wieder Ausgangsprodukt für deszendierende, hydratische Mangan-Verwitterungslösungen gewesen sein.

Nach Dunningtons Untersuchungen dürfte Mangan nun häufig als Sulfat statt als Bicarbonat bei der Verwitterung von Gesteinen in Lösung gehen, da Mangancarbonat von Eisensulfat in Mangansulfat verwandelt wird und letzteres, wie auch Sullivan gezeigt hat, bedeutend beständiger ist als Eisensulfat sowohl gegen Sauerstoff als auch gegen die Einwirkung von Calciumcarbonat. Eisen wird allemal zuerst ausgefällt, dabei bindet $CaCO_3$ zunächst alle freie Säure. Tritt jedoch Sauerstoff und Calciumcarbonat zugleich mit der Mangansulfatlösung in Reaktion, so bildet sich allmählich Manganoxyd nach der Gleichung:

$$MnSO_4 + CaCO_3 + H_2O + O = CaSO_4 + MnO_2 + H_2CO_3.$$

Das Calciumsulfat wird durch die Lösung fortgeführt, wodurch das Fehlen von Calcium auf den Manganerzgängen erklärt ist.

Gerade das Vorhandensein von Psilomelan als primärem Mineral, dem typischen Gel mit einem schwankenden Gehalt an Bariumsulfat auf unsern Gängen, scheint für die Annahme, daß es als Gel aus schwefelsaurer Lösung ausgeschieden wurde, zu sprechen.

So gibt Breithaupt den »*Psilomelanus Calicus*« als charakteristisch für Brauneisenerz-Lagerstätten an, den »*Psilomelanus Barytosus*« für Maganerz-Lagerstätten mit barytischer Gangart.

Es wäre also unter Berücksichtigung der Gelnatur unserer Thüringer Manganerze nur eine »Oberflächenverwitterung« für ihre Bildung in Betracht zu ziehen, da die »Tiefenverwitterung« infolge konstanter Druck- und Temperaturverhältnisse nur kristalline Bildungen hervorbringen kann.

Pyrolusit ist, wie schon hervorgehoben, meistens sekundär aus dem Gelmanganerz auskristallisiert. Daß »die primären Manganerze der Gänge kristallinisch erscheinen« trifft nicht zu. Psilomelan waltet bei weitem vor und daß »sich in der Nähe der Tagesoberflächen durch Verwitterung dieser Erze (der kristallinen) die amorphen, dichten Formen bilden können« ist dahin richtig zu stellen, daß die Gele (Psilomelan) keineswegs sekundär an die Oberfläche unserer Thüringer Manganerzvorkommen gebunden sind, sondern primär bis hinab zur Talsohle (unter derselben baut noch keine Grube!) abgesetzt wurden.

»Die Zeit allein vermag die Umwandlung von Kolloiden in Kristalloide bewirken.« (Cornu.)

Nach Doelter werden amorphe Niederschläge durch Digerieren mit Wasser bei 60—70° oder wochenlanges Schütteln kristallinisch (Druck und hohe Temperatur sind dazu keineswegs nötig).

Der kolloidale Zustand ist demnach nicht statisch, sondern dynamisch.

Harder hat gezeigt, daß Pyrolusit und Psilomelan abwechselnde Lagen in Konkretionen bilden können.

Auf der Grube Morgenstern ist dies zu beobachten. Hier und auf Gottesgabe tritt Pyrolusit in fingerlangen Strahlenbüscheln schön auskristallisiert auf dem dichten, jüngeren Porphyr (nur geringe Anlage zur Verwitterung, daher keine Manganisierung!) aufgewachsen besonders hervor und ist in der Mitte des Ganges von rein-weißem Schwerspat begleitet, der jünger (allenfalls gleichaltrig) mit dem Manganerz sein dürfte. Die jüngeren schwefelsauren Bariumlösungen mögen demnach die primär vorhandenen Gelmanganerze zur Kristallisation angeregt haben.

Es sei hier anschließend auf die Färbkraft des Mangansuperoxydes aufmerksam gemacht, das leicht dazu verleitet und wohl schon oft verleitet hat, reines Erz anzunehmen, wo es sich lediglich um eine geringprozentige Erzdurchtränkung handelte.

Harbort berichtete in dieser Beziehung von einem Manganerzvorkommen in Ungarn im Komitat Velsö Vissö (Grube Glimboka), das er während des Krieges im Auftrage der Obersten Heeresleitung untersuchte. Bergkuppe und Abhänge waren auf mehrere Hektar völlig schwarz, so daß die Einheimischen von ungeheuren Erzmengen zu erzählen wußten und auch deutsche Bergleute von solchen berichtet hatten. In Wirklichkeit erwies sich das Vorkommen als eine Imprägnation des anstehenden Kalksteins mit teilweise stärkeren Kluftausfüllungen; es handelt sich hier um Psilomelan, der aus der Verwitterung von Manganspat hervorgegangen ist.

Auch die Abbauräume der Grube Heinrichsglück zeigen schon nach wenigen Wochen einen gleichmäßigen, dünnen, schwarzen Überzug, der das Nebengestein des Erzes dem Auge völlig verdeckt und wohl schon manchen Käufer bezüglich der Erzvorräte »geblendet« hat! Der dauernde Wechsel in den Eigentümern der vielen Feldes-Gerechtsamen beweist das.

II. Herkunft der Erzlösungen

a) Aus dem Nebengestein

Lateralsekretion im engeren Sinne

Wir haben auf die Beziehung der Verwitterungsstrukturen und der Struktur der Erzausfüllung des Nebengesteins besonders hingewiesen und eine vor der Erzausfüllung vorangegangene Verwitterung des Nebengesteins festgestellt. Es wäre demnach denkbar, wie es von älteren Autoren auch von dem Ilfelder Vorkommen angenommen wurde, daß durch die Verwitterung des Nebengesteins eine Erzausscheidung in den Gesteinsklüften stattgefunden hat. In bezug auf manche kleine Eisenkonkretionen in besonders stark verwitterten Gesteinskomplexen ist dies zu bejahen, nicht aber für die gesamten am liegenden Salband abgelagerten Eisenerze und vollends nicht für die Manganerze.

Die Quarzporphyre, in denen die Manganerzgänge aufsetzen, weisen wohl einen Gehalt an Eisenoxyd und Oxydul auf, wie es als fein zerstäubte Eisenglanzschüppchen in der Grundmasse zu erkennen ist, nicht aber an Manganoxyden.

Man hat den Biotit, der allgemein recht spärlich im Gestein verbreitet, nur bei Mönchshof stärker auftritt, als die Quelle des Mangans in Anspruch genommen. Der Gehalt an Mn im Biotit ist jedoch äußerst gering, fehlt sogar meistens, dürfte also bei weitem nicht ausgereicht haben um ganze Gänge auszufüllen; vielmehr mögen allenfalls die feinen Dendriten, die überall auf den Absonderungsflächen der Porphyre zu finden sind, ihren Mangangehalt aus dem Nebengestein erhalten haben.

Während die Quarzporphyre nahezu frei von Mn sind, weisen die basischen Eruptivgesteine und zwar besonders der Paroligoklasit einen relativ hohen Gehalt an Mn auf.

b) Aus aszendierenden Lösungen

Schmid nimmt den Granit des Grundgebirges als ursprünglichen Träger des Mangans an.

Balz schließt sich dieser Meinung an, »da es ja an überlagernden Gesteinen fehle«, wie dies vor ihm schon Zerrenner betont.

Man hat für die Bildung der Spateisensteinlager an der Mommel, Stahlberg und Klinge die Nähe des Liebensteiner Säuerlings in Betracht gezogen, der als letzte Wehen der Basalteruptionen angesehen wird.

Der hohe Mangangehalt im Spateisen (bis 7 % Mn) ist in dieser Beziehung bemerkenswert. Wenn nun dieser aus den Säuerlingen posteruptiver Thermaltätigkeit stammende Mangangehalt sich — wie schon hervorgehoben — unbedingt primär als Carbonat ausscheiden mußte, so möchte ich das aszendent entstandene Mangancarbonat doch als die ursprüngliche Quelle des Mangans unserer Thüringer Vorkommen ansehen.

c) Aus deszendierenden Lösungen

Lateralsekretionen im weiteren Sinne

Die den älteren Autoren (Zerrenner, Schmid, Balz) noch nicht bekannte heute aber durch die Fossilfunde erhärtete Tatsache einer ehemaligen Zechstein-, ja möglicherweise auch Trias-Überdekkung des Thüringer Waldes, aus der Beyschlag und Zimmermann im Anschluß an Kruschs Beobachtungen über den Bariumgehalt der Wässer aus dem Buntsandstein im Westfälischen Kohlengebiet auf die Genesis des Schwerspats in Thüringen und Harz hinwiesen, ist m. E. ebenso für die Genesis unserer Manganerzgänge von größter Bedeutung; wobei ich jedoch weniger an den Mangangehalt des Kupferschiefers, den Scheibe u. a. als Quelle des Mangans ansehen, denke sondern vielmehr an die metasomatisch in Spateisenstein umgewandelten Zechsteinkalke, da Spateisen in den bereits erwähnten Lagerstätten mit hohem Mangangehalt ansteht und als oberste Gangausfüllung der Fluß- und Schwerspatgänge oder auch in miteinander wechselnden Lagen vorkommt.

Aus der Verwitterung und Abtragung der im Anschluß an die prä- und postoligocäne Gebirgsaufrichtung entstandenen Gangausfüllungen und metasomatisch in Spateisenstein umgewandelten Zechsteinkalke ging Mangan und Eisen gleichzeitig zunächst als Carbonat in Lösung.

Dabei ist hervorzuheben, daß Mangan etwas leichter in Lösung geht und länger gelöst bleibt als Eisen, dadurch also die Verwitterungslösungen aus dem Spateisenstein einen ungleich höheren Mangangehalt als dieser aufweisen mußten.

Die Löslichkeit von Eisen und Mangan illustrieren die Analysen von Wasserproben, die Kemp auf der Geyser-Silver-Mine (Silvercliff, Colorado) genommen hat.

Probe I auf der 500 Fuß-Sohle genommen,
» II » » 2000 » » .

Auf 10000 Teile Grubenwasser kamen:

	I	II
SiO_2	25,9	24,92,
Al_2O_3	—	1,06,
$FeCO_3$	1,50	7.25,
$MnCO_3$	1,70	1.19.

Penrose macht darauf aufmerksam, daß es für das wechselnde Verhältnis in dem Eisen und Mangan in Lösung gehen, von Wichtigkeit ist, ob ein Mineral aus isomorphen Mischungen oder aus verschiedenen chemischen Verbindungen beider Komponenten besteht.

Es ist schon darauf hingewiesen, daß das Manganoxydul auf unsern Gängen aus carbonatischen Lösungen nicht abgesetzt sein kann, vielmehr trafen die carbonatischen Verwitterungslösungen mit schwefelsauren Lösungen aus der Verwitterung von Pyrit (im Buntsandstein und noch mehr im Kupferschiefer) beim Durchsickern der Gesteins-

decken zusammen und bildeten, wie von Dunnington gezeigt, Mangan- und Eisensulfat.

Dadurch, daß letzteres nun bedeutend leichter durch Oxydation ausfällt, war es möglich, daß das Mangan weiter entfernt in neu aufgerissenen Gangklüften ganz allein zur Ausfällung durch Calciumcarbonat und Sauerstoff nach der angegebenen Reaktion (S. 52) gelangte und wir so heute auf vielen Manganerzgruben nur Manganerze finden.

Sodann ist aus der oxydischen Ausfällung das scharf getrennte Auftreten von Eisen- und Manganerzen erklärt, wobei wieder darauf hinzuweisen ist, daß in echter Lösung Eisen zuerst ausgefällt wurde und es demzufolge heute die untersten Gangteufen erfüllt, in kolloider Lösung dagegen Mangan zuerst ausfällt (nach Untersuchungen von Dr. Behrend), Eisen dagegen länger in Lösung bleibt und so tiefer in das Gestein einwandern bezw. von diesem absorbiert werden konnte, Manganomelan dagegen schon auf den Klüften ausfiel.

Auf die aus der Verwitterung des Spateisensteins in Brauneisenerz erklärlich gemachte Beobachtung Zerrenners, daß Roteisenerz sich häufiger zu den Manganerzen gesellt als Brauneisenerz, sei hier ebenfalls hingewiesen.

Daß sich bei der oxydischen Ausfällung des Eisens Roteisenstein bildete und nicht Brauneisenerz ist von Zimmermann auf konzentrierte Salzlaugen, die wasserentziehend wirkten, zurückgeführt worden nach der von Bornhardt aufgestellten Bildungs-Hypothese.

Wölbling und mit ihm Krusch sind darin übereingekommen gelartige Lösungen anzunehmen, da diese die Eigentümlichkeit haben, ihren Sauerstoff nicht an ältere Erze abzugeben. Infolge Diffusion, Durchtränkung und höherem spez. Gewicht vermögen sich die Gelerze auch in größeren Teufen unter dem Grundwasserspiegel abzusetzen, können sich demnach auch primär bilden.

Schließlich ist aus der Deszension der Manganlösungen aus dem Spateisenstein auch das Auftreten von Psilomelan in und neben den Flußspatgängen erklärt, indem in letzteren durch ein abermaliges Aufreißen die manganhaltigen Verwitterungslösungen der oberen Spateisen führenden Teufen ihren Erzgehalt absetzen konnten und in kleinen neu aufgerissenen, parallel verlaufenden Gangspalten dadurch reine Manganerzgänge entstehen konnten. So ist auf das Nebeneinander-Vorkommen von Flußspat und Manganerzgängen an der Zechstein-Einsenkung am Raubschloß bei Arlesberg hinzuweisen, am Stechberg, auf der Grube Morgenrot-Alexe, am Alteberg und anderen Orten.

Unter Würdigung der stratigraphischen, tektonischen, mineralogischen und vor allem chemischen (besonders der kolloid-chemischen) Momente ergibt sich für die Genesis unserer Thüringer Manganerzgänge unzweifelhaft ihre Abhängigkeit von der präoligocänen Landoberfläche Thüringens und der vorhandenen Spateisensteingänge- und Lager aus metasomatisch umgewandelten Zechsteinkalken.

Benutzte Literatur

1. Aschan: Über Hydrosole. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1907.
2. Beyschlag-Krusch-Vogt: Lagerstättenlehre. 1. u. 2. Bd., 1921.
3. Berg, G.: Mikroskopische Untersuchuug der Erzlagerstätten. Berlin 1920.
4. Balz: Geognostische Beschreibung des Manganerzvorkommens bei Ilmenau. Archiv der Geol. Landesanst., 1887.
5. Bärtling: Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart 1911.
6. Beyschlag, Fr.: Über die aus der Gleichheit der geologischen Position sich ergebenden natürlichen Verwandtschaften der Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1915.
7. —: Aufbau des Thüringer Waldes. Zeitschr. f. prakt. Geol, 1895, S. 498.
8. Bischoff, G.: Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn 1868.
9. Bauer: Beiträge zur Mineralogie. Neues Jahrb. f. Min., S. 37.
10. Böhne, E.: Das Rundgebiet des Thür. Waldes bei Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg. Jahrb. d. Geol. Landesanst. 1915, Bd. 36, T. I, H. 1.
11. —: Die Eisenerzlagerstätten der Klinger Spalte. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanst. 1919, T. II, S. 71.
12. Brauns: Chemische Mineralogie.
13. Cornu, F.: Die Bedeutung gelartiger Körper in der Oxydationszone der Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 81.
14. Credner: Über Pseudomorphosen von Quarz nach Flußspat von Bischofsrode bei Schleusingen. Neues Jahrb. 1859, S. 799.
15. Dunnington, F. P.: On the formation of deposits of oxides of Manganese. American Journal of Science, 1888, Vol. 36, p. 175.
16. Doelter: Über Umwandlung amorpher Mineralkörper in Kristalline. Tschermaks Min. u. phys. Mitt. 1909, S. 556.
17. Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden, (Bücking), Berlin 1906.
    » » » Tambach, (Bücking u. R Scheibe), Berlin 1920.
    » » » Suhl, (E. Zimmermann u. R. Scheibe), Berlin 1908.
    » » » Ilmenau, (H. Loretz, R. Scheibe u. E. Zimmermann), Berlin 1908.
    » » » Crawinkel-Oberhof, (E. Zimmermann), Berlin 1908.
    » » » Plaue, (E. Zimmermann), Berlin 1904.
18. Eckardt: Bericht über den Stand und die Verwaltung der Industrie- und Badestadt Ilmenau in Thüringen. Abschnitt XVII, Bergbau- u. Hüttenwesen, S. 91—101. Ilmenau 1891.
19. Grunow: Die Manganerzvorkommen des Harzes. 1922. Archiv d. Geol. Landesanst.
20. Gnuschke: Die Geognostischen Verhältnisse des Eisenstein- und Schwerspat-Vorkommens an der Mommel und seine Beziehung zur Liebensteiner Quelle. Archiv d. Geol. Landesanst.
21. Hatscheck, E.: Reaktion im Kieselsäure-Gel. Kolloid-Zeitschr. 1912, S. 77.
22. Harder, E. C.: Manganese deposits of the United states U. S. A. Geol. Survey 1910. Bull. 427, S. 137.
23. Henrich: Über die Einwirkung von kohlensäurehaltigem Wasser auf Gesteine und über den Ursprung und den Mechanismus der kohlensäureführenden Thermen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, S. 85.
24. König, R.: Paroligoklasit aus dem Ilmsengrund. Dissertation Jena 1884.
25. Kohler, E.: Adsorption prozesse als Faktoren der Lagerstättenbildung und Lithogenesis. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 49.
26. Krusch, P.: Die Adsorptions- und Adhäsions-Metasomatose und ihre Raumbildung. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1920, S. 9.
27. —: Primäre und sekundäre Erze unter besonderer Berücksichtigung der Gelerze. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913, S. 503.
28. —: Die Einteilung der Erze mit besonderer Berücksichtigung der Leiterze. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, S. 129.
29. —: Über primäre und sekundäre metasomatische Prozesse auf Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, S. 165.

30. Krusch, P.: Über die kolloidale Löslichkeit von sulfidischen Erzen. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1920, S. 308.
31. —: Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur rezenten Schwerspatbildung. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1904, Bd. 56, S. 36.
32. Laufer: Quarzporphyre der Gegend von Ilmenau. Zeitschr. d. Deutsch Geol. Ges. 1876.
33. Lindgreen: Structural relations of ore deposits. Transact of the Americ. Instit. of Mining Eng. Febr. 1888.
34. —: Referat. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 229 und 1902, S. 15.
35. —: Mineral deposits. 2. Aufl. 1919.
36. —: Metasomatic Processes in Fissure Veins. Trans. Am. Inst. Min. Eng. 1903.
37. Liesegang, R. F.: Geologische Diffusionen. Dresden 1913.
38. Meyer, H. I. F.: Verwitterungs-Lagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1915.
39. Niklas: Chemische Verwitterung der Silikate und der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung des Einflusses der Humusstoffe. Dissertation 1912.
40. Osann, A.: Beiträge zur chemischen Petrographie. 1916.
41. Ostwald, W.: Grundriß der Kolloidchemie. Dresden 1917.
42. Penrose, R.: The chemical relation of Iron and Manganese in Sedimentary Rocks. Journal of Geology Vol. 1, 1893.
43 —: Manganese its Ores and deposits. Geolog. Survey Arkansas. Am. Report. Vol. 1. 1891.
44. Philippi: Über die Präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1910, S. 305.
45. Roth: Allgemeine chemische Geologie. Bd. 1, S. 83.
46. Roehl, B. v.: Geologisch-Mineralogische Beschreibungen des Flußspat-Vorkommens am Floßberg bei Steinbach in S.-M. Archiv d. Geol. Landesanst. 1922.
47. Scheibe, R.: Schwerspatzwillinge von der Grube Morgenrot-Alexe nordöstlich von Gehlberg. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges 1889, S. 563.
48. Stremme: Über Fällungen des gemengten Gels von Tonerde und Kieselsäure und deren Beziehungen zueinander. Zentralbl. f. Min. 1908, S. 622 bis 632 und S. 661 – 669.
49. Svedberg: Die Methoden zur Herstellung kolloider Lösungen anorganischer Stoffe. Dresden 1913.
50. Schneiderhöhn: Die mikroskopische Untersuchung undurchsichtiger Mineralien und Erze im auffallenden Licht und ihre Bedeutung für Mineralogie und Lagerstättenlehre. N. Jahrb. f. Min. Beilageband 43, S. 400—438.
51. —: Mineralogische Beobachtungen in den Kupfer-Blei-Zink-Vanadin-Lagerstätten des Otavi-Berglandes Deutsch-Südwest-Afrika. Senckenbergiana 1919, S. 152 bis 156, 1920, S. 1.
52. —: Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungsprodukten besonders im auffallenden Licht. Selbstverlag der Ges. deutscher Metallhütten- u. Bergleute E. V. Berlin 1922.
53. —: Über Methoden um rasch und einfach aus Photographien Strichzeichnungen herzustellen. Senckenbergiana, Bd. 2, Heft 6.
54. Schmid: Die quarzfreien Porphyre des Thüringer Waldes. Dissertation 1880. Jena.
55. Tornow: Die Schwerspat- und Flußspat-Vorkommen im Thüringer Wald. Archiv d. Geol. Landesanst. 1907.
56. Voigt, J. C. W.: Befahrung der Elgesburgischen Braunsteingruben. Mineral und bergmännische Abhandlungen, Bd. III, S. 220, 1791.
57. —: Geschichte d. Ilmenauer Bergbaues, 1821.
58. Wölbling, H.: Bildung der oxydischen Eisenerzlager. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909.
59. —: Zur Bildung von Eisenglanz. Zeitschr. Glückauf 1909, S. 495.
60. Zimmermann: Entstehung der Manganerzgänge bei Elgersburg und Heraushebung des Thüringer Waldes. Jahrb. d. Geol. Landesanst. 1887.
61. Zerrenner: Die Braunstein- oder Manganerz-Bergbaue Deutschlands usw. Gotha 1861.

Anhang

Erklärung der Lichtdrucke

Abb. 1. Durch Verwitterung des Porphyrs entstandene Quarzdruse, nachträglich mit Psilomelan erfüllt. Grube Diana am Böhler- und Rainweg. (Verg. 40fach.)

» 2. Kieselsäure-»Kanäle« in der Porphyrgrundmasse als Zubringer des Manganerzes. Grube Heinrichsglück. (Vergr. 40fach.)

» 3. Vordringen der Eisenerzlösungen auf feinsten mit Chalcedon erfüllten Haarröhrchen in der Porphyrgrundmasse. Am Rande der »Kanäle« Gangquarz. Jüngerer Porphyr am Farmenfleck bei Bahnhof Oberhof. (Vergr. 100fach.)

» 4. Im Innern durch Verwitterung teils in Kaolin umgewandelter, teils völlig ausgelaugter Orthoklas, der bei + N ganz das Bild eines erzerfüllten Individuums vortäuscht. Ausgehendes der Gänge auf dem Rumpelsberg bei Arlesberg. (Vergr. 10fach.)

» 5. Orthoklas in der Richtung bester Spaltbarkeit von Manganerz erfüllt. Oben links Quarzdihexaëder mit charakteristischen Manganerz »Höfen«, darunter sekretionärer Quarz in der ausgewitterten Grundmasse. Die Manganisierung des Porphyrs geht von der oberen Erzader aus. Grube Diana am Böhler- und Rainweg, Gesenk 15 m unter der Tagesoberfläche (700 m über NN.). (Vergr. 10fach, + N.)

» 6. Verzwillingtes Orthoklas-Verdrängungsskelett. (Das Individuum wurde mit dem »Fedorow« einer eingehenden Untersuchung unterzogen). Vollständig manganisierter Porphyr der Grube Heinrichsglück. (Vergr. 60fach.)

» 7. Zwei weitere, charakteristische Orthoklas-Verdrängungsskelette in der vollständig manganisierten Grundmasse. Das rechte Individuum zeigt eine Zwillingsnaht. Die äußeren Konturen sind scharf erhalten geblieben! Grube Heinrichsglück. (Vergr. 60fach.)

» 8. Großer Orthoklas des Greifenberg-Porphyrs durch Verwitterung in ein Netzleisten-Gewebe aufgelöst und nachträglich von einer Erzader durchtrümert. Grube Helene am Silbergraben. (Vergr. 6fach.)

» 9. Sagenitähnliche Verwitterung der Orthoklaseinsprenglinge mit nachträglicher Ausfüllung durch Manganomelan. Gänge am Walsberg bei Dörrberg. (Vergr. 6fach.)

» 10. Epidot pseudomorph nach Plagioklas mit Kaolin als Zwischenprodukte verwitterter Feldspäte mitten im Erz sitzend. (Der Infiltration des Porphyrs mit Manganerz muß eine Verwitterung vorausgegangen sein, da das Erz den Epidot durchtrümert). Grube Diana. (Verg. 150fach, + N.)

» 11. Korrodierte, kantengerundete und eingebuchtete Quarzeinsprenglinge in der manganisierten Grundmasse. (Die Korrosion wird leicht irrtümlich dem Vererzer zugeschrieben!) Grube Heinrichsglück. (Verg. 25fach.)

» 12. Quarzausscheidungen in der vererzten Grundmasse an den Rändern von Pyrolusitnädelchen durchwachsen. Grube Heinrichsglück. (Vergr. 190fach.)

» 13. Quarzeinsprengling von der Grundmasse stark angeschmolzen und von dieser aus an den Rändern von Roteisenerz nachträglich imprägniert. Jüngerer Porphyr am Farmenfleck bei Bahnhof Oberhof. (Vergr. 45fach.)

Die Garantienschichten von Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung des Brauneisenoolithhorizontes von Harzburg

Von Herrn **Alfred Bentz** in Berlin

Hierzu Tafel 4—9

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	120
I. Stratigraphischer Teil	120
A. Allgemeines	120
B. Beschreibung der einzelnen Fundpunkte	124
1. Lindenbruch bei Harzburg	124
2. Hansastollen	126
3. Osterfeld	126
4. Gegend von Hildesheim	127
5. Hils und Ith	127
6. Detmold	128
7. Bielefeld	128
8. SO Osnabrück	129
9. NO Osnabrück	129
10. Blatt Westerkappeln	129
11. Hellern	129
12. Obernbeck	130
13. Hannover	130
14. Flechtorf	131
15. Insel Gristow	131
16. Oberschlesien	131
C. Palaeogeographische Ergebnisse	133
D. Zusammenfassung des stratigraphischen Teiles	134
II. Palaeontologischer Teil	134
Gattung *Sirenoceras*	134
Gattung *Garantia*	147
1. Gruppe der *Garantia Garanti* d'Orb.	152
2. Gruppe der *Garantia Schroederi* n. sp.	156
3. Gruppe der »jüngeren Garantien«	165
Gattung *Parkinsonia*	173
Gattung *Bigotites*	175
Gattung *Sphaeroceras*	182
Teloceras cf. *Blagdeni* Sow.	183
Witchellia cf. *complanata* Buckm.	183
Zusammenfassung des Palaeontologischen Teiles	183
Schlußbemerkung	185
Literaturverzeichnis	185
Tafelerklärung	192

Einleitung

In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt befindet sich das Material, das beim Bau eines Stollens am Lindenbruch bei Harzburg und im Hansastollen bei Harlingerode vor Jahren von Schroeder und Denckmann gesammelt wurde. Schroeder veröffentlichte darüber 1905 (148)[1]) eine vorläufige Mitteilung, die als stratigraphisches Ergebnis den Nachweis der Zone des *Strenoceras subfurcatum* Z. in Norddeutschland erbringen konnte. Die paläontologische Beschreibung unterblieb jedoch, obwohl die Ammonitenfauna nach Zusammensetzung und Reichhaltigkeit ganz einzigartig dasteht. Eine Durchsicht des Materials ergab die Notwendigkeit einer eingehenden paläontologischen Bearbeitung der Gattungen *Strenoceras* und *Garantia*[2]), sowie Berücksichtigung anderer norddeutscher Fundpunkte. Im Laufe der Arbeit erwies es sich ferner als notwendig, die Originale von Quenstedt zum Vergleich heranzuziehen und auch das süddeutsche Material zu verarbeiten.

In diesem Beginnen fand ich die liebenswürdige Unterstützung von Herrn Geheimrat Dr. H. Schroeder, Herrn Prof. Dr. E. Hennig-Tübingen, dem ich insbesondere für Überlassung der Quenstedt'schen Originale zu danken habe, Herrn Prof. Dr. Th. Schmierer, der mir wertvolles, horizontiert gesammeltes Material aus Hohenzollern zur Verfügung stellte, ferner Herrn Bergrat Dr. Haack, der mir einige ausgezeichnete Stücke von Hellern zur Bearbeitung übergab. Ihnen allen sei auch an dieser Stelle herzlichst gedankt.

I. Stratigraphischer Teil

A. Allgemeines

Unter Garantienschichten werden die Schichten verstanden, in denen sich die Vertreter der Gattung *Garantia* vorfinden. Die ersten Angehörigen dieser Gattung treten gleichzeitig mit *Strenoceras* auf, überleben aber, wie Wetzel (1911, 180) zeigen konnte, dieses um ein Beträchtliches, indem die »Gruppe der jüngeren Garantien« noch zusammen mit *Parkinsonia* für die untere Hälfte der Parkinsonienschichten kennzeichnend ist. Die Garantienschichten entsprechen somit den Subfurcatenschichten + Unteren Parkinsonienschichten.

Für feinere stratigraphische Untersuchungen ist es nun nötig, die Reihenfolge des Auftretens der einzelnen Arten näher ins Auge zu fassen, um hiermit die bisherige Grenzführung zu überprüfen und wenn möglich, die Gliederung zu verfeinern. Da die Aufschlüsse des Versuchsschachtes im Lindenbruch bei Harzburg, aus dem der Hauptteil meines Materials stammt, nicht mehr zugänglich sind, war ich darauf angewiesen, Angaben über das genaue Lager der Formen aus

---

[1]) Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Schluß.

[2]) Ich ziehe den sprachlich richtigeren Namen »*Garantia*« (Rollier, 1911, 138, S. 285) der älteren Form »*Garantiana*« vor.

der Literatur zu sammeln und Erfahrungen, die ich hierüber in verschiedenen Teilen des Schwäbischen Jura zu machen Gelegenheit hatte, auf die norddeutschen Verhältnisse zu übertragen. Die Literaturstudien konnten, von einigen wenigen Ausnahmen abgesehen, wenig Erfolg versprechen, da die einzelnen Autoren unter Namen wie *Ammonites Garantianus, Parkinsonia Parkinsoni* die verschiedensten Formen verstanden. Die andere Methode, die Übertragung schwäbischer Verhältnisse auf Norddeutschland, setzt natürlich voraus, daß die einzelnen Arten in beiden Bezirken zu gleicher Zeit auftreten. Diese Voraussetzung glaubte ich vorerst machen zu dürfen, da es sich erwies, daß die Fauna in ungeahntem Maße übereinstimmt.

Es ergab sich nun, daß gleichzeitig mit dem ersten Auftreten von *Strenoceras subfurcatum* ZIETEN sich *Garantia baculata* QU. einstellt (Eningen, Württemberg) und eine Zeitlang die einzige Vertreterin der Gattung *Garantia* bleibt. Erst später, in Württemberg kurz vor dem Erscheinen der ersten Parkinsonien der unteren Parkinsonienschichten[1]) (*acris* WETZEL usw.), kommen *Garantia Garanti* und namentlich die sich um *Garantia Schroederi* gruppierenden älteren Garantien hinzu[2]). Diese werden ihrerseits abgelöst von einer Fauna, die sich aus »jüngeren Garantien« und »älteren Parkinsonien« zusammensetzt. Es ergibt sich also nachstehende Aufeinanderfolge:

Obere Parkinsonienschichten (*P. Parkinsoni* typ., ohne *Garantia*),
Untere Parkinsonienschichten (jüngere Garantien + ältere Parkinsonien),
Obere Subfurcatenschichten (*Strenoceras* + *G. Schroederi, Garanti* = ältere Garantien, jüngere Garantien nur spärlich),
Untere Subfurcatenschichten (*Strenoceras subfurcatum* + *Garantia baculata* QU., ohne *G. Garanti* und *Schroederi*),
Teloceras-Schichten (*Tel. Blagdeni* SOW., ohne *Strenoceras*, ohne *Garantia*).

Die jüngeren Garantien, die bisher nur aus Norddeutschland beschrieben waren, haben aber sicherlich eine viel weitere Verbreitung. Ihre stratigraphische Bedeutung kann nicht ausgewertet werden, da sie meist als *Parkinsonia Parkinsoni* oder *Garantia Garanti* bezeichnet wurden. Sorgfältigste Bestimmung ist somit Voraussetzung aller Fortschritte der Stratigraphie dieser Schichten.

Ich führe zum Vergleich ein Profil vom Ipf bei Bopfingen an, bei dem sich trotz weitgehender Reduktion der Schichten doch noch alle Hauptabteilungen ausscheiden ließen[3]):

[1]) H. FISCHER, 1924 (185), S. 105 gibt in seinem Doggerprofil von Gosheim *Park. Garantiana* zusammen mit *Strenoceras subfurcatum* über einer unteren Lage mit *Park. bifurcata* (= *Str. subfurcatum*) an, also ebenfalls eine Andeutung der Zweiteilung der Subfurcatenschichten.

[2]) Anscheinend gleichzeitig finden sich jedoch auch die ersten, aber noch seltenen Vertreter der jüngeren Garantien.

[3]) Vergl. BENTZ, 1924 (11). Hier gebe ich eine erweiterte und verbesserte Fossilliste. *Park. compressa* QU. aus Schicht 5 (11, S. 40) = *Bigotites* sp., cf. *Schmiereri* nov. sp. Bemerkenswert ist das Auftreten einer »jüngeren *Garantia*« (*G. Wetzeli* TR.) zusammen mit *Strenoceras subfurcatum* Z. in den oberen Subfurcatenschichten. Nach Stücken im Geol. Institut Tübingen findet sich hier auch schon *Gar. suevica* WE.

Obere und Untere Parkinsonienschichten (90 cm)	Feinoolithische Kalkbänke, gegen unten starke Zunahme des Fe-Gehaltes und der Rotfärbung, innen blaugrau, *P.* cf. *acris* W., *Park. Parkins.* typ., *P. Neuffensis* Opp., *Bigot. Martiusi* d'Orb., *Lissoc. oolith.*, *Gar. subgaranti* Wetz., *G. suevica* Wetz., *G. Wetzeli* Tr., *tetragona* Wetz., *minima* W., *Park. densicosta* Qu.
Obere Subfurcatenschichten (10 cm)	oolith. Mergel, kleinere Ooide, große Pflanzenreste, *Garantia Garanti* d'Orb., *G. Schroederi* Btz., *G. densicostata* Qu., *G. Wetzeli* Tr., *Stren. subfurcatum* Z., *Str. latidorsatum* Btz., *oolithicum* Qu.
Untere Subfurcatenschichten	10 cm Kalk, innen grau, *Str. subfurcatum* Z., *Bigotites* sp. 35 cm oolithische Kalkmergel, z. T. mit Kalkbänken, *Strenoceras subfurcatum, Niortense, oolithicum, Gar. baculata* Qu., *Ancyloc. annulatum* Desh., »Hamiten-Lager«.

Es gelang bisher noch nicht, die 90 cm mächtigen Kalke der Parkinsonienschichten in einen oberen und unteren Teil zu zerlegen. Die Fauna, wie sie hieraus bekannt ist, zeigt Vertreter beider Schichten, wobei die unteren Parkinsonienschichten sogar vorwiegen. Ich vermute, daß auch anderwärts in Württemberg der sogen. *Parkinsoni*-Oolith beide Schichten umfaßt, so z. B. bei Eningen. Schon Quenstedt vermutet ähnliches, wenn er von seinem *Amm. Parkinsoni densicosta* (Amm. S. 604, Taf. 72, Fig. 1 = *Gar. Wetzeli* Trauth) schreibt: »Sie sollen im Ries immer etwas tiefer liegen als die mit gröberen Rippen«.

Hennig (1923, 65) kennt zwischen dem »Bifurcatenoolith« und den Parkinsonienschichten ein Lager mit *Garantia Garanti*, das somit unseren Oberen Subfurcatenschichten entsprechen würde.

Aus Lothringen beschreibt Klüpfel (1917, 72, S. 327) folgende Lagerung: »Außer *Cosmoceras Niortense*, das wohl den Unteren Longwy-Schichten angehört, werden *Cosm. longoviciense* Steinm. und *Cosm. Garanti* genannt. *Cosm. Garanti* ist besonders im Norden für die Oberen Longwy-Schichten bezeichnend und nicht selten«. Ferner S. 329: »Da sich nun im mittleren Jaumont *Cosmoceras* gefunden hat, ist anzunehmen, daß der ganze Jaumont-Kalk den *Garantiana*-Schichten angehört. Es würden dann die Parkinsonier erst mit den Mergeln von Gravelotte beginnen. Ich stelle daher vorläufig den gesamten Jaumont-Kalk, der dem unteren fossilarmen Hauptoolith des Elsaß entspricht, in die *Garantiana*-Schichten«. Der Hauptoolith des Elsaß entspricht jedoch wesentlich den Parkinsonienschichten (vergl. Steinmann, 1880, 161, und Baum, 1909, 5), so daß ich eher zu folgender Gliederung komme:

Obere Parkinsonienschichten:	Mergel von Gravelotte
Untere » :	Jaumont-Kalk
Obere Subfurcatenschichten:	Obere Longwy-Schichten
Untere » :	Untere »

Da die faunistische Grenze mit der petrographischen durchaus nicht immer zusammenzufallen braucht, ist dies natürlich nur ein ungefähres Schema, so daß der Jaumont-Kalk z. B. Teile der hangenden oder liegenden Zonen mit umfassen kann.

In England unterscheidet BUCKMAN (1910, 26, 1915, 27, 1922, 28, vergl. auch RICHARDSON 1916, 131, 1919, 132) folgende Hemerae:

Schloenbachi,
Truellei,
Garantianae,
Niortensis,
Blagdeni.

Also auch hier liegt anscheinend *Garantia Garanti* D'ORB. höher als *Strenoceras Niortense*, wenngleich es unentschieden bleiben muß, welche Schichten unter der *Garantiana*-Hemera und welche unter der *Truellei*-Hemera verstanden werden. *Strigoceras Truellei* ist in Deutschland zu selten, als daß es zur Gliederung verwendet werden könnte. ENGEL (1908, 46) erwähnt es übrigens schon aus Braunjura δ.

In Frankreich konnte BRASIL (1895, 17, 18a, 1896, 18) in der oolithe ferrugineuse von Sully bei Bayeux in einer Zone des *Amm. Garanti* folgende drei Unterabteilungen unterscheiden:

oolithe blanche: *Park. Parkins., Oppel. subradiata,*

Zone des *Amm. Garanti*:
3. *Strig. Truellei, Park. Parkins., Morphoc. dimorph.*
2. *Park. Parkins., Cosm. Garanti* ohne *Cosm. subfurcat.*
1. *Cosm. subfurcat., Strig. Truellei, Cosm. Garanti.*

Zone des *Amm. Blagdeni.*

DE GROSSOUVRE glaubt jedoch, daß in Schicht 1 noch nicht die echte *Garantia Garanti* auftrete, die damit ebenfalls über *Str. subfurcatum* zu liegen kommen würde. Da aber der Artbegriff in Frankreich viel weiter gefaßt wird, (vergl. Paläontologischer Teil!), und da die jüngeren Garantien, die WETZEL schon von hier kannte, jedenfalls mit *Garantia Garanti* zusammengeworfen werden, muß die genaue Zonengliederung hier unentschieden bleiben.

Eine Subfurcatenzone mit *Strenoceras* oder eine Garantienzone mit *Garantia Garanti* auct. findet sich auch sonst in weiter Verbreitung. In der Schweiz kennt man sie vom Jura und von gewissen Teilen der Alpen[1]), während im größten Teil der Tethys, wo der Mytilus-Dogger oder die Klaus-Schichten abgelagert wurden, diese Gattungen vollkommen zu fehlen scheinen. Dagegen werden *Strenoceras* und *Amm. Garantianus* erwähnt von den Pyrenäen, von Spanien, aus dem Atlas, von den Balearen, ferner vom Donez-Becken, vom Kaukasus und ganz neuerdings werden Strenoceraten von Cuba gemeldet. In Mexiko wurde im Staate Oxaka nach BURCKHARDT (1910, 29a) eine »*Parkinsonia* aff. *bifurcata*« gefunden. In Südamerika fehlen *Strenoceras, Garantia* und *Parkinsonia* anscheinend völlig.

[1]) Anscheinend nur in den helvetischen Decken.

B. Beschreibung der einzelnen Fundpunkte

1. Lindenbruch bei Harzburg

Das genaue Profil mit Fossilliste, die auch die Nicht-Ammoniten berücksichtigt, hat Schroeder (1905, 148, S. 82) gegeben. Mascke (1907, 86, S. 14) gibt dann weiter an, daß der untere Teil der »Bifurcatenschichten« grünlich, der obere rot gefärbt sei. Eine Mächtigkeit ließ sich nicht in Erfahrung bringen, Schroeder führt in den Erläuterungen zu Blatt Harzburg nur an, daß die Mächtigkeit durch Verwerfungen stark beeinflußt sei.

Der Unterschied der grünen und roten Lage ist sehr deutlich, und auch im Fossilgehalt bestehen gewisse Unterschiede. Der Färbungsunterschied brauchte immerhin nicht unbedingt mit stratigraphisch höherer oder tieferer Lage zusammenzuhängen, sondern könnte auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sein, indem die Oxydation von oben nach unten fortgeschritten wäre und so einen Teil des Brauneisenoolithes seiner ursprünglichen grünen Färbung beraubt hätte. Doch wird die Verteilung der Fauna auf die beiden fraglichen Schichten zeigen, daß doch auch gewisse faunistische Unterschiede vorhanden sind.

Die überwiegende Mehrzahl des mir vorliegenden Materials stammt aus diesem Versuchsschacht. Da es zum Teil auf den Halden gesammelt wurde, fehlen leider alle genaueren Horizontangaben. Die neuen Bestimmungen ergaben nun folgende Arten und ihre Verteilung auf die beiden Horizonte:

	im grünen	im roten Oolith	
Strenoceras subfurcatum Z.	52	63	Exemplare
» *Niortense* d'Orb.	10	5	»
» *oolithicum* Qu.	3	14	»
» *latisulcatum* Qu.	5	4	»
» *latidorsatum* Btz.	8	36	»
Garantia Garanti d'Orb.	26	23	»
» *Schroederi* Btz.	20	180	»
» *crassa* Btz.	1	7	»
» *conjugata* Qu.	3	6	»
» *inflata* Btz.	—	30	»
» *rhomboidea* Btz.	—	18	»
» *densicostata* Qu.	8	6	»
» *baculata* Qu.	20	3	»
» *protracta* Btz	17	—	»
Parkinsonia rota Schr.	10	9	»
» *inferior* Ma.	—	1	»
» cf. *inferior* Ma.	—	6	»
Bigotites Hennigi Btz.	18	7	»
» *Schmiereri* Btz.	—	3	»
Sphaeroceras Brongniarti Sow.	4	—	»
Teloceras cf. *Blagdeni* Sow	1	—	»
Witchellia cf. *complanata* Bu.	1	—	»

Aus der Verteilung der Arten ergibt sich deutlich eine verschiedene Zusammensetzung der beiden Faunen. Besonders einleuchtend ist, daß die in so großer Individuenzahl auftretende *Garantia Schroederi* n. sp. ihren Schwerpunkt deutlich in der roten Zone hat. Die ihr sehr

nahestehenden Formen *G. inflata* und *rhomboidea* sind ganz auf diese beschränkt, *G. crassa* ist nur mit einem Exemplar in der grünen Schicht vertreten. In dieser wiegen dagegen *G. protracta* und *G. baculata* vor, während *G. Garanti* in beiden gleich häufig zu sein scheint. Damit ist jedoch noch nicht gesagt, daß sie gleichzeitig mit *Str. subfurcatum* auftritt. Es ist durchaus möglich, daß *G. Garanti* auch innerhalb der grünen Schicht etwas weiter oben liegt. Alle bisher am Aufschluß untersuchten Profile haben aber ergeben, daß *G. Garanti* etwas später als *Str. subfurcatum* auftritt. Bevor die Lagerungsverhältnisse hier nicht eindeutiger geklärt sind, möchte ich daher das Zusammenvorkommen beider Formen in der grünen Zone nicht als Gegenbeweis für das spätere Auftreten von *G. Garanti* ansehen. Faunistische Grenzen müssen mit faziellen durchaus nicht zusammenfallen, ich möchte hier nur an die Kalkbank von Goslar erinnern, welche die faunistisch so überaus klare Grenze Coronatenschicht/Subfurcatenschicht in sich schließt.

Die Strenoceraten kommen anscheinend in beiden Zonen etwa gleich häufig vor, doch scheint *Str. latidorsatum* in der roten Schicht vorzuwiegen und auch *Str. oolithicum* dort reichlicher aufzutreten. Zufälligkeiten im Aufsammeln können die Mengenverhältnisse natürlich sehr beeinträchtigt haben.

Es ergibt sich also etwa folgende Aufeinanderfolge der Arten: *Str. subfurcatum, Niortense, Gar. baculata, protracta* in einer Unterzone, darüber dann *G. Garanti*, anscheinend noch etwas später *G. Schroederi* mit Verwandten. Charakteristisch ist ferner, daß *Sphaeroceras, Teloceras* und *Witchellia* nur in der grünen Schicht und nur in wenigen Exemplaren sich fanden.

Weiterhin ist es von Bedeutung, daß von der ganzen Gruppe der »jüngeren Garantien« hier kein einziges Stück gefunden wurde. Über dem Oolith folgen nach SCHROEDER (148, S. 82) Tone mit Geoden, in denen *Parkinsonia Parkinsoni, Bel. giganteus* und *Trigonia interlaevigata* vorkommen. Ich konnte außerdem feststellen:

Parkinsonia acris WETZEL
» cf. *densicosta* QU.

P. acris WE. geht von den unteren in die oberen Parkinsonienschichten durch, und über das genaue Lager von *P. densicosta* QU. ist nichts sicheres bekannt, wenn schon sie am Ipf jedenfalls in den unteren Parkinsonienschichten liegen dürfte. Auffallend bleibt immerhin das völlige Fehlen der sonst überall so häufigen jüngeren Garantien, so daß vielleicht selbst mit einer Schichtlücke gerechnet werden muß. Eine andere Möglichkeit wäre die, daß durch tektonische Vorgänge die Zone der jüngeren Garantien in dem Versuchsschacht unterdrückt worden wäre, was sich jedoch einer Nachprüfung entzieht.

Der Oolithkalk entspricht somit nur den Subfurcatenschichten, wobei sich eine Unterstufe ohne die Garantien der Gruppe der *G. Schroederi* von einer durch diese Gruppe gekennzeichneten Oberstufe unterscheiden läßt. Die unteren Parkinsonienschichten sind nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

2. Hansastollen bei Harlingerode

Das Gestein der Subfurcatenschichten ist hier ein grüner oolithischer Kalk, der ganz dem der unteren Subfurcatenschichten vom Lindenbruch entspricht. Nach den Angaben von Schroeder (148, S. 84) hat dieser oolithische »graue« Kalk eine Mächtigkeit von nur 30 cm und enthielt *Parkinsonia rota* Schr. häufig, *Park. subfurcata* und *? bifurcata* (wohl = *Gar. Schroederi* Btz.) »nur in einzelnen Exemplaren oder gar fraglichen Fragmenten«. In dem mir vorliegenden Material fanden sich jedoch keine Strenoceraten oder Garantien vom Hansastollen vor, sondern nur:

Parkinsonia rota Schroeder	10 Exemplare
Bigotites Lucretius d'Orb.	2 »
» *Hennigi* Btz.	30 »

Es ist dies eine sehr eigentümliche Faunenauswahl, die den Vergleich mit anderen Lokalitäten sehr erschwert. *Park. rota* Schr. und *Big. Hennigi* Btz. finden sich auch am Lindenbruch, wobei letztere Art im grünen Oolith etwas häufiger ist. Doch fehlen die so bezeichnenden Strenoceraten und Garantien hier anscheinend fast völlig, was ich jedoch bei der kurzen Entfernung beider Fundpunkte nicht unbedingt auf einen primären Faunenunterschied zurückführen möchte. Auch hier ist es nicht ausgeschlossen, daß Tektonik mit im Spiele ist und so Teile der Schichtenfolge unterdrückt wurden.

Mascke (1907, 86, S. 15) gliedert den »eisenschüssigen Kalk«, der wohl Schroeder's »grauen Kalk« mitumfaßt, wie folgt:

1. *Garantiana*-Zone (*Bifurcaten*-Schichten) mit:
   Garantiana bipartita M.
   » *nodifer* M. (? = *G. rhomboidea* Btz. var. *nodifer* Ma.)
   Strenoceras latum M. (? = *S. latidorsatum* Btz var. *latum* Ma.)
2. *Teloceras*-Zone usw.

Mascke kennt also Garantien und Strenoceraten von hier, so daß die eigentümliche Zusammensetzung meines Materials vielleicht auch nur mit Zufälligkeiten zu erklären sein könnte.

Aus dem »rauhen, sandigen Kalk« über dem Oolith stammen zwei Parkinsonien, die am meisten Ähnlichkeit mit *Parkinsonia acris* Wetzel aufweisen. Diese Art kommt nach Wetzel sowohl in den unteren wie in den oberen Parkinsonienschichten vor, so daß hiermit wiederum kein sicherer Anhaltspunkt für die lokale Zonengliederung gewonnen ist.

Auffällig bleibt jedoch genau wie am Lindenbruch das völlige Fehlen der jüngeren Garantien, so daß die unteren Parkinsonienschichten hier wohl ebenfalls fehlen dürften.

3. Osterfeld bei Goslar

Hier umfaßt eine 40 cm mächtige oolithische Kalkbank die Coronatenschichten und die Subfurcatenschichten mit ihren beiden Horizonten. Es lagen mir hieraus vor:

Strenoceras subfurcatum	1	Exemplar
» *oolithicum*	2	Exemplare
» *latidorsatum*	6	»
Garantia Schroederi	3	»
» *uncinata*	1	»
» *rhomboidea*	1	»

Alle Stücke zeichnen sich durch sehr gute Erhaltung und weiße Schale aus. Die Fauna entspricht anscheinend der vom Lindenbruch, die oberen Subfurcatenschichten sind durch *Garantia Schroederi* und Verwandte sicher erwiesen.

In den Tonen darüber fanden sich wiederum keine jüngeren Garantien, so das die Übereinstimmung mit dem Lindenbruch und dem Hansastollen augenscheinlich ist.

Die Aufschlüsse am Nordrand des Harzes lassen also eine weitgehende Übereinstimmung erkennen: bezeichnend ist das Auftreten der oolithischen Kalkbank, die zum Teil noch die Blagdenischichten einschließt, stets aber den Subfurcatenschichten entspricht. Daß auch im Hansastollen deren obere Abteilung vorhanden ist, darf wohl aus den Angaben MASCKE's geschlossen werden. Alle drei Aufschlüsse stimmer ferner darin überein, daß von keinem bisher jüngere Garantien bekannt wurden, so daß hier die unteren Parkinsonienschichten vielleicht einer Schichtlücke zum Opfer gefallen sind. Es braucht nicht gerade eine Trockenlegung stattgefunden zu haben, ich denke eher an Verhinderung der Sedimentation durch Meeresströmungen, wie ja auch schon die Oolithe mit ihrer geringen Mächtigkeit auf bewegteres Wasser hindeuten.

4. Gegend von Hildesheim

Hier ist der gesamte mittlere Dogger bis hinauf zu den *Württembergicus*-Schichten in der Tonfazies ausgebildet. In meinem Material fanden sich vor:

von Bischofskamp bei Hildesheim (Bl. Hildesheim 41/52)

Garantia Garanti	1	Exemplar

vom Goschertor bei Hildesheim (Bl. Hildesheim):

Garantia cf. *tetragona*	1	Exemplar

von Lechstedt (Bl. Dingelbe 41/53):

Garantia depressa WE.	1	Exemplar
» *dubia* QU.	1	»

WETZEL führt ferner an:

Garantia alticosta und *G. minima*

Neben Vertretern der eigentlichen Subfurcatenschichten (*G. Garanti*) finden sich auch die Formen der unteren Parkinsonienschichten, so daß die Schichtenfolge hier wohl lückenlos ist.

5. Hils und Ith

Es wurden bestimmt von

Bl. Elze (41/51) Mehler Dreisch:

Garantia Garanti D'ORB. (Slg SCHLOENBACH)

Bl. Eschershausen (55/2) Holzen: bei einer Brunnengrabung fand Mascke:

Strenoceras evolutum Ma.
Baculatoceras macer Qu.

Bl. Alfeld (55/3) Haferkost:

Garantia tetragona We.

Bl. Dassel (55/9) Eimen:

Garantia depressa We. und *G. Garanti* d'Orb

Bl. Einbeck (55/10) Greene:

Garantia depressa We.
Garantia Garanti D'Orb.
» *dubia* Qu.

» » Bruchhof:

Garantia sp.

Die Schichtenfolge besteht hier wie bei Hildesheim aus dunklen Tonen mit Brauneisenstein- und Kalkknollen, in denen sandiges Material vermißt wird. Die Fossilien sprechen für die Subfurcaten- und unteren Parkinsonienschichten.

6. Detmold

Vom Siechenbach bei Hiddesen (Bl. Detmold, 54/4):

Garantia tetragona We. . (2 Brst.)
» *densicostata* Qu. . (1 »)

Vom Tangenbach bei Horn (Bl. Horn, 54/10):

Garantia Garanti d'Orb. . (1 Brst.)
» *tetragona* We . (4 »)
» *cyclogaster* We . (1 St.)
» *Wetzeli* Tr. . . (2 »)
Bigotites Martiusi d'Orb. . (2 Brst.)

Wetzel erwähnt von hier ebenfalls *Perisphincten,* die wohl mit *Bigotites* in Beziehung zu bringen sind.

Es liegen von hier also ältere und jüngere Garantien vor, so daß die Subfurcaten- und unteren Parkinsonienschichten belegt sind. Die Tone weisen hier ebenfalls keinen Sandgehalt auf.

7. Bielefeld

Aus den Ziegeleigruben von Bethel bei Bielefeld liegen mir vor:

Garantia tetragona We.
» *subgaranti* We.
» *Pompeckji* We.
» *subangulata* We.
» *depressa* We.
Garantia Wetzeli Tr.
» *minima* We.
» *inflata* n. sp.
» *baculata* Qu.

Außerdem von Hadderbaum bei Bielefeld:

Garantia Wetzeli Tr.

In seiner Monographie beschreibt Wetzel ferner von hier:

Garantia cyclogaster We.
» *alticosta* We.
» *suevica* We.
Garantia Quenstedti We.
» *coronata* We.

Der Abbau ist inzwischen in tiefere Schichten vorgedrungen: *G. inflata* n. sp. und *G. baculata* Qu. gehören bereits zu der Gruppe der älteren Garantien und somit in die oberen Subfurcatenschichten. Weitere Aufsammlungen wären hier sehr erwünscht, um vor allem auch das genaue Lager der von hier bisher unbekannten Strenoceraten nachzuweisen.

Die Subfurcatenschichten führen nach Wetzel etwas sandiges Material, größere Quarzkörnchen und andere Gemengteile. Zur Zeit der unteren Parkinsonienschichten fehlt diese sandige Beimengung, während sie sich in den oberen Parkinsonienschichten wieder einstellt.

8. SO Osnabrück

Aus der Sammlung Dütting liegen vor:

von Kol. Brinkmann bei Borgloh (Bl. Schledehausen, 39/48):

Garantia Garanti d'Orb. . (1 St.)
» *Schroederi* n. sp. (3 Brst.)
» *inflata* n. sp. . (1 »)

von Kol. Eichhorst, Ebbendorf, NW Borgloh (39/48):

Strenoceras subfurcatum Z. . . (6 St.)
» *latidorsatum* n. sp. . (1 »)
Garantia Garanti d'Orb. . . . (2 »)
» *inflata* n. sp. . . . . (2 »)
» sp. ind.

Damit sind die Subfurcatenschichten nachgewiesen.

Von Wellingholzhausen kennt Mestwerdt (1904, 90) eine »Zone der *Park. Garantiana*« mit »*Cosmoc. bifurcatum* v. Schl.«.

9. NO Osnabrück

Vom Essenerberg (Bl. Osterkappeln, 39/42) stammt:

Garantia tetragona We. . (4 Brst.)

Von Bad Essen, Bachriß SW Haus Waldeck (Bl. Levern, 40/37):

Garantia inflata n. sp. . (1 Brst.)

Es sind somit die oberen Subfurcatenschichten und unteren Parkinsonienschichten durch Fossilfunde belegt.

Lohmann (1908, 82) erwähnt außerdem von Bad Essen: *Strenoceras Niortense* d'Orb., *Garantia perisphinctoïdes* Ma., *Baculatoceras aplanatum* Ma.

10. Blatt Westerkappeln (39/40)

Vom Penterknapp liegen vor:

Garantia depressa We. . 3 Brst.
» cf. » . . . 1 St.

Sie lassen die unteren Parkinsonienschichten vermuten.

11. Hellern

Von Hellern (Bl. Hasbergen, (39/41) wurden bestimmt:

Strenoceras subfurcatum Z. . 1 St.
» *oolithicum* Qu. . 4 »

Strenoceras latisulcatum Qu. . 1 St.
» *latidorsatum* n. sp. 1 »
Garantia Schroederi n. sp. . 13 »
» *baculata* Qu. . . . 2 »
» *Garanti* d'Orb. . . 5 »
» *inflata* n. sp. . . . 7 »
» *crassa* n. sp. . . . 1 »
» sp ind. . . . . 3 »

Sie sind sämtliche bezeichnend für die Subfurcatenschichten. Es handelt sich hier um dünnschiefrige, mergelige »Tonschiefer« mit verschiedenen Lagen von Konkretionen eines dichten, blaugrauen Kalkes (Poelmann, 1912, S. 16, 115). Die Gesamtmächtigkeit soll nach Poelmann 60 m betragen.

Poelmann erwähnt außer »*Park. subfurcata*, *Niortensis* und *Cosmoceras Garantianum*« aus seinen »Bifurcatenschichten« außerdem *Parkinsonia coronata* Qu. und *P. Neuffensis* Opp. Seine Bifurcatenschichten umfassen also einen Teil der Parkinsonienschichten mit, was vielleicht darauf beruht, daß seine *Parkinsonia Garantiana*, die mit *P. Neuffensis* zusammenliegen soll, Formen der Gruppe der jüngeren Garantien einschließt. Von jüngeren Garantien erwähnt Wetzel *G. minima*, so daß sich wohl auch hier die unteren Parkinsonienschichten nachweisen lassen werden.

12. Obernbeck

Von Obernbeck bei Löhne (Bl. Oeynhausen, 40/45) stammen aus der Tongrube der früheren Ziegelei:

Garantia Schroederi . . . . 10 Stück
» *Garanti* d'Orb. . . 2 »
ferner: *Pecten spathulatus* Roem.
Cucullaea concinna Phill.
Pleuromya recurva Phill.
Gresslya exarata Brauns
Actaeonina pulla Dunk. und Koch
Dentalium elongatum Münst.

Damit ist die Subfurcatenzone nachgewiesen.

Aus dem Wiehengebirge gibt Lohmann (1908, 82) nach Bestimmungen von Mascke an: von Achmer bei Bramsche in dunkeln, schieferigen Tonen linsenförmige Geoden von sehr feinkörnigem, eisenschüssigem Sandstein:

Strenoceras parvum Ma.
» *dubium* Ma.
Garantia rugosa Ma.
Baculatoceras aplanatum Ma.
Baculatoceras cf. *planum* Ma.
Subparkinsonia sp.
Garantia perisphinctoïdes Ma.
» *simplex* Ma.

Am Wittekindsberg fand v. See (1910, 150) die Subfurcatenschichten als reine, graue bis dunkle Tone mit lagenförmig angeordneten Toneisensteingeoden. Er führt daraus an:

Garantia longidens Qu. (wohl = *G. Wetzeli* Tr.), *G.* sp. (cf. *commune* Ma.)
Strenoceras sp. (Gruppe des *Str. Niortense. Amm. bifurc. oolith.* Qu.)

13. Hannover

Von Ihme (Bl. Hannover, 41/39) habe ich:

Garantia alticosta We. . . 1 Brst.,

das auf die unteren Parkinsonienschichten hinweist. Die Subfurcatenschichten sind hier noch nicht nachgewiesen. Doch erwähnt HOYER (1908, 67) aus den Parkinsonienschichten »kranke Formen der *Parkinsonia planulata*, bei denen auf den äußeren Windungen die Rippen ununterbrochen und senkrecht zur Achse der Röhre über die Außenseite fortlaufen«. Es handelt sich hier vielleicht um Formen, die mit *Bigotites* in Beziehung zu bringen sind.

14. Flechtorf

Am Schweinestallsberg bei Flechtorf (Bl. Heiligendorf, 42/39) fand sich:

Garantia tetragona WE. . 1 Brst.

von MESTWERDT in den Erläuterungen als *Parkinsonia Parkinsoni* cf. *densicosta* QU. angeführt. Das Lager dieser Form ist in den unteren Parkinsonienschichten.

15. Insel Gristow

Vom Nordufer der Insel Gristow (Bl. Cammin, 39/3, Pommern) stammen aus einem braunen, eisenreichen Sandstein:

Strenoceras subfurcatum . . 7 St.
» *latidorsatum* . . 2 »
Garantia Schroederi . . . . 5 »
» *inflata* . . . . . 3 »
Bigotites sp.,

die sämtlich den Subfurcatenschichten angehören. Jüngere Garantien sind von hier noch nicht bekannt geworden.

16. Oberschlesien

Aus Oberschlesien liegen mir vor:

Garantia tetragona WE. (Bodzanowitz, 78/2, 2 Brst.)
» *dubia* QU. (» , » , 2 St.)
(ohne Fundpunkt 1 St.)
» *minima* WE. (Bodzanowitz, Lipitze[1]) und
ohne Fundpunkt 27 St.)
» cf. *subgaranti* (Bodzanowitz 3 St., ohne Fundpunkt 1 St.)
» » *alticosta* (ohne Fundpunkt 1 St.)

Diese Stücke scheinen alle für die unteren Parkinsonienschichten zu sprechen.

Das Gestein ist ein sehr eisenreicher, roter oder gelber, poröser Sandstein.

v. REHBINDER (1913, 126) hat im polnischen Jura eine »Zone des *Cosm. Garantianum*« ausgeschieden, die jedoch nach seinen Fossillisten unsere Blagdenischichten, Subfurcatenschichten und untere Parkinsonienschichten umfaßt. Seine *Parkinsonia discrepans* BEHRENDSEN entspricht den von WETZEL beschriebenen Formen der unteren Parkinsonienschichten. Auffallenderweise scheinen alle Strenoceraten zu fehlen. Das Gestein besteht aus einer Folge mehr oder weniger san-

[1]) Über den »Fundort« Lipitze vergl. REHBINDER, 1913 (126), S. 221, Anm. 3.

1. Lindenbruch	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
2. Hansastollen	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
3. Osterfeld	×	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
4. Hildesheim	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
5. Hils u. Ith	·	·	·	·	·	×	×	×	·	·	·	·	·	·	·	·	·
6. Detmold	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
7. Bielefeld	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
8. SO Osnabrück	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
9. NO Osnabrück	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
10. Westerkappeln	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
11. Hellern	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
12. Obernbeck	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
13. Hannover	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
14. Flechtorf	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
15. Insel Gristow	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
16. Oberschlesien	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·

Strenoceras	*subfurcatum*	
	Niortense	
	oolithicum	
	latisulcatum	
	latidorsatum	
Gruppe der *Garantia Garanti*	*Garanti*	
	baculata	
	protracta	
Gruppe der *Garantia Schroederi*	*Schroederi*	
	uncinata	
	crassa	
	inflata	
	conjugata	
	densicostata	
	rhomboidea	
Gruppe der »jüngeren Garantien«	*alticosta*	cf. · · × · · × × · × · · ·

diger Tone, zwischen die sich feinkörnige bis grob konglomeratische Sandsteine und Sphärosiderite einschalten. Die Mächtigkeit seiner *Garantianum*-Zone beträgt im Durchschnitt 5 m.

Der angebliche Unterschied gegenüber Westeuropa, daß nämlich *Bel. giganteus* nur in der *Garantianum*-Zone vorkomme und nicht höher hinaufsteige, beruht ebenfalls darauf, daß diese *Garantianum*-Zone eben die unteren Parkinsonienschichten mit umfaßt. In den oberen Parkinsonienschichten findet sich aber auch in Westeuropa *Bel. giganteus* nicht mehr.

Bei dem ausgesprochen litoralen Charakter der Schichten wäre es nicht ausgeschlossen, daß das Fehlen der Strenoceraten auf lokalen Schichtlücken beruht.

C. Palaeogeographische Ergebnisse

Paläogeographisch ergibt sich für die untersuchte Schichtenfolge ein einfaches Bild: Tone mit Geoden herrschen vor mit Ausnahme der Randbezirke des ehemaligen Meeresbeckens, dessen Umgrenzung die Abbildung bei DE LAPPARENT (76, S. 1189) etwa wiedergibt. Im Norden haben wir auf der Insel Gristow braune Sandsteine als Zeugen der wenig weiter nördlich zu suchenden Skandinavischen Landmasse; in Oberschlesien und Polen noch strandnähere Bildungen in Gestalt von konglomeratischen Sandsteinen mit Treibholz und Austernrasen. Die Grenze im Osten muß unbestimmt bleiben, nach POMPECKJ[1]) fand sich ein fragliches Geschiebe der Parkinsonienschichten bei Pillau, während alle älteren Doggerhorizonte östlich der Weichsel zu fehlen scheinen. Im Westen ist NEUMAYR's Ardenneninsel anzunehmen, vor der sich nach WETZEL (1911, 180) die etwas sandreicheren Tone der Gegend von Bielefeld-Ibbenbüren auf einer der Küste vorgelagerten, submarinen Barre ablagerten. Wahrscheinlich bezeichnen sie aber nur die Annäherung an die Küste. Die Verhältnisse am Harzrand machen ebenfalls die Annahme von Untiefen notwendig, auf denen sich die Brauneisenoolithe und oolithischen Kalke bilden konnten. Es machen sich somit in der Gegend des Harzes schon zur Zeit der Blagdeni- und Subfurcatenschichten Hebungstendenzen bemerkbar, die allerdings in den Parkinsonienschichten der entgegengesetzten Bewegung weichen. Damit im Zusammenhang steht vielleicht das anscheinende Fehlen der unteren Parkinsonienschichten, deren Ablagerung durch starke Strömungen verhindert worden sein könnte[2]).

[1]) POMPECKJ, Faunistische und zoogeographische Bedeutung der Jurageschiebe Ost- und Westpreußens. Schriften d. physik.-ökon. Ges. Königsberg, Bd. 48, S. 92, 1907.

[2]) Zeichen lokaler Unterbrechung der Sedimentation scheinen auch anderwärts im mittleren Dogger, insbesondere zur Zeit der Subfurcatenschichten, nicht gerade selten zu sein. So beschreibt REUTER (1909, 130) vom Frankenjura eine Zone, in der die Subfurcatenschichten anscheinend völlig fehlen und die liegenden Humphriesi-Schichten Zeichen von Aufarbeitung aufweisen. Auch im Bathonien vom Engelberg im Schweizer Jura vermute ich der Beschreibung von THALMANN (1922, 166) zufolge ein Fehlen der Subfurcatenschichten infolge lokaler Sedimentationsunterbrechung.

Was die Beziehungen zu Süddeutschland betrifft, so ist das fast völlige Übereinstimmen der Ammonitenfaunen zu betonen. Auch von den neu beschriebenen Arten konnte ich fast alle im schwäbischen Jura nachweisen, ebenso wie die meisten der Wetzel-schen jüngeren Garantien. Die Verbindung zwischen beiden Meeresteile muß also recht offen genannt werden. Größer scheinen die Unterschiede zu Frankreich zu sein, da die in Bayeux so häufigen mediterranen Elemente in Norddeutschland vollkommen fehlen (*Phylloceras, Lytoceras*). Auch gewisse Strenoceraten (*Bigoti, Haugi*) wurden bisher weder in Nord- noch in Süddeutschland beobachtet. Der ammonitenarme Lothringer Jura scheint also als eine Art Schranke zwischen dem französischen und deutschen Dogger gewirkt zu haben.

D. Zusammenfassung des stratigraphischen Teiles

Es ergibt sich folgende Zonengliederung:

Obere Parkinsonienschichten (*P. Parkinsoni* typ., ohne *Garantia*),
Untere Parkinsonienschichten (jüngere Garantien + ältere Parkinsonien),
Obere Subfurcatenschichten (*Strenoceras* + *Garantia Schroederi, G. Garanti* = ältere Garantien, jüngere Garantien nur spärlich),
Untere Subfurcatenschichten (*Strenoceras subfurcatum, Niortense, Garantia baculata* Qu., ohne *G. Garanti* und *G. Schroederi*),
Teloceras-Schichten: *Tel. Blagdeni* Sow., ohne Strenoceraten, ohne *Garantia*.

Am gesamten Harzrand sind bislang die unteren Parkinsonienschichten nicht nachgewiesen, was vielleicht mit einer Schichtlücke zusammenhängt.

II. Palaeontologischer Teil

Gattung **Strenoceras** Hyatt

1900. Zittel-Eastman, Textbook of Palaeont., 1. ed., S. 583.
1907. Mascke, *Stephanoceras*-Verwandte, S. 29.
1915. R. Douvillé, Cosmocératidés, S. 21.
1923. Fallot-Blanchet, Terr. jur. Cardó, S. 120.

Die Gattung *Strenoceras* wurde von Hyatt ohne Diagnose aufgestellt, von Mascke dann erstmalig genauer umschrieben. Zu der Gattungsdiagnose von Mascke wäre als wesentliches Moment noch nachzutragen, daß die hierher gehörigen Formen an der Gabelungsstelle der Rippen stets einen mehr oder minder deutlichen Knoten bilden, so daß stets eine laterale und eine externe Knotenreihe vorhanden sind. Diese beiden Knotenreihen sind für *Strenoceras* sehr charakteristisch und unterscheiden die Gattung insbesondere von *Cosmoceras* sensu stricto. Von der Gattung *Garantia* unterscheidet sich *Strenoceras* durch den eckigen Querschnitt, die gröbere Skulptur und

die Gabelung der Rippen in zwei Externrippen, nie in drei, wie häufig bei *Garantia*. WETZEL hält zwischen beiden Gattungen kaum Berührungspunkte für gegeben, da *Strenoceras* stets flach scheibenförmige, grob skulpturierte Gehäuse besitze. Durch die Kenntnis der neuen Art *Str. latidorsatum* ist die Trennung der beiden Gattungen keine so scharfe mehr, da *Str. latidorsatum* sich in den Querschnittsverhältnissen und in der Involubilität schon sehr *Garantia* nähert. Andererseits sind auch stark skulpturierte Garantien bekannt geworden, so daß ROLLIER und DE GROSSOUVRE glauben auf die Trennung in die Gattungen *Strenoceras* und *Garantia* ganz verzichten zu können. FALLOT und BLANCHET lassen beide nur als Untergattungen von *Cosmoceras* gelten.

Es soll nicht bestritten werden, daß die Beziehungen zwischen diesen beiden Gattungen sehr enge sind, aber es sprechen schon praktische Gründe dafür, den Gattungsbegriff *Cosmoceras* möglichst eng zu fassen und ihn für die geologisch jüngeren Gruppen des oberen Bathonien bis Oxford zu reservieren. Diese jüngeren Cosmoceraten bilden auch morphologisch eine wohl umgrenzte Gruppe, deren Verwandtschaftsverhältnisse zu den älteren Strenoceraten und Garantien noch durchaus der Klärung bedürfen.

Zu *Strenoceras* stellt MASCKE fünf bekannte Arten und zwar:

Ammonites subfurcatus ZIETEN
» *bifurcatus* SCHLOTHEIM
» *Niortensis* D'ORBIGNY
» *bifurcatus latisulcatus* QUENSTEDT
» » *oolithicus* QUENSTEDT

Für die beiden letzten hat dann ROLLIER die Namen *Cosmoceras latisulcatum* und *C. oolithicum* eingeführt. MASCKE kündigte 1907 außerdem zwei neue Arten an, nach seiner späteren Etikettierung scheint er noch mehr unterschieden zu haben[1]).

Nach dieser Definition von *Strenoceras* darf *Amm. bifurcatus* ZIETEN, Taf. III, Fig. 3, nicht mehr zu *Strenoceras* gestellt werden.

Schon verschiedentlich wurde darauf hingewiesen, daß diese Abbildung sich mit *Amm. Garantianus* D'ORBIGNY vereinigen ließe, zuletzt von DE GROSSOUVRE, doch scheint mir dies zu weit zu gehen.

Die Abbildung von ZIETEN stellt eine typische *Garantia* dar, da auch an älteren Windungen die Gabelungsstelle der Rippen ohne Knoten erscheint. ZIETEN gibt leider keine eigene Beschreibung des Stückes, sondern sagt nur, daß es genau mit der Beschreibung von v. SCHLOTHEIM übereinstimme. Nun stimmt aber ganz offensichtlich diese v. SCHLOTHEIM'sche Beschreibung durchaus nicht mit ZIETEN's

[1]) Unter den Originalen von MASCKE, die mir zur Verfügung standen, fanden sich folgende neue Arten: *Str. evolvens, pervagatum, latum, planum* und *paulum*. Da keine Beschreibung vorliegt, kann ich die Abtrennung nicht diskutieren, bemerke aber, daß sie mir nach dem vorliegenden Material nicht immer berechtigt erscheint. Auch mit MASCKES Identifizierung der schon bekannten Arten kann ich nicht einig sein. So nimmt M. z. B. als Typus für *Str. bifurcatum* ZIET. ein sehr knotiges, grobrippiges Exemplar, während sein *Str. subfurcatum* flach und verhältnismäßig wenig skulpturiert ist, also durchaus im Gegensatz zu den Original-Abbildungen und Beschreibungen bei ZIETEN!

Abbildung überein. v. Schlotheim (146, S. 73) spricht von seinem *Amm. bifurcatus* von weit auseinanderstehenden, sehr erhabenen, mit einem scharfen Rand versehenen Rippen, die an der Gabelungsstelle einen kleinen, flachen Knoten bilden und sich in der etwas vertieften Rückenlinie in einem kleinen Winkel oder Bogen vereinigen. »Bei großen Exemplaren scheint die Rückenlinie ganz zu verwachsen.« Nach diesem letzten Merkmal zu urteilen, scheint es sich bei dieser Beschreibung ebenfalls um eine *Garantia* zu handeln, obwohl der Rippencharakter für *Strenoceras* spricht. Die Abbildung von Zieten unterscheidet sich davon jedoch in wesentlichen Momenten: der Gabelknoten fehlt, die Rippen sind sehr gedrängt und abgestumpft, in der deutlich vertieften Rückenlinie findet nie eine Vereinigung der Rippen statt.

Noch mehr verwirren die Querschnittsbilder, wenn man Zieten, Taf. II, Fig. 3c mit Taf. VII, Fig. 6c vergleicht. Von *Amm. subfurcatus* sagt Zieten ausdrücklich: Unterscheidet sich von *bifurcatus* »durch sehr stachlichte Knoten am Anfang seiner Gabeln und eine tiefe Rückenfurche«. Bei Abbildung VII/6c sind aber die Knoten wesentlich stumpfer, die Rückenlinie ist viel flacher als bei III/3c.

Um diesem Chaos zu entrinnen, bleibt kein anderer Ausweg, als von einer *Garantia bifurcata* Zieten zu sprechen und sich dabei auf Zieten, III/3a und b, zu beziehen, wobei der Gesamtcharakter des abgebildeten Stückes in Betracht zu ziehen ist.

Die Verwirrung wurde noch gesteigert, als Quenstedt den Namen *bifurcatus* (1846, Cephalopoden, Taf. 11, Fig. 11, 1858, Jura, Taf. 55, Fig. 17 und 19 und Amm., Taf. 70, Fig. 3) auf Formen anwandte, die ohne Zweifel zu *Strenoceras subfurcatum* Zieten gestellt werden müssen. Alles was Quenstedt als *bifurcatus* mit Varietäten abbildet, ist auf die Gattung *Strenoceras* zu verteilen. Der Grund, weshalb Quenstedt *subfurcatus* und *bifurcatus* zusammenwarf, ist wohl mit darin zu suchen, daß er bei der Bestimmung auf die Erhaltung großen Wert legte. (Vergl. hierüber auch Pietzker: Über die Convoluten aus dem Ornatenton Schwabens. Diss., Tübingen 1912.)

Vorsichtiger ist Oppel, der bei *bifurcatus* (109, S. 381) die runden, wenig komprimierten Windungen betont, also Merkmale, die durchaus für *Garantia* sprechen. Auch er weist schon darauf hin, daß die Beschreibung von v. Schlotheim zur Identifizierung mit Zieten, Taf. III, Fig. 3, nicht ausreicht.

Rollier, 1911, betont ebenfalls die Beziehungen zu *Garantia Garanti* d'Orb., Douvillé, 1915, stellt *Amm. bifurcatus* zu *Garantia*, ebenso verfahren Fallot und Blanchet, 1923.

Ich habe diese Verhältnisse etwas eingehender dargestellt, da die stratigraphische Bedeutung dieser Formen nur ausgewertet werden kann, wenn zuverlässige Bestimmungen vorliegen und die Namen gleichmäßig angewandt werden, was bisher gerade im mittleren Dogger durchaus nicht der Fall war. So führt z. B. Rollier 1911 an, daß *Cosmoceras subfurcatum* jünger sei als *C. bifurcatum* und stützt sich hierbei auf die Verhältnisse im Elsaß. Da aber die neueren Beobachtungen in England (Buckmann, Richardson), in Frankreich (Brasil, de Grossouvre) und in Württemberg gezeigt

haben, daß *Garantia Garanti* D'ORB. und die mit *G. bifurcata* ZIET. am meisten übereinstimmende »Gruppe der *G. Schroederi* BTZ.« erst über dem Hauptlager von *Strenoceras subfurcatum* auftreten und es sich bei den elsässischen Vorkommen um ältere Bestimmungen handelt, muß die Aufeinanderfolge wie sie ROLLIER angibt, einer Nachprüfung unterzogen werden[1]).

Die Gattung *Strenoceras* erscheint in den Subfurcatenschichten plötzlich in reicher Individuenzahl um dann bei Beginn der unteren Parkinsonienschichten schon wieder fast verschwunden zu sein. Einzelne, etwas abweichende Arten finden sich noch im ganzen Bathonien als mehr oder weniger große Seltenheiten, etwas häufiger nur im französischen Jura, aus Deutschland ist bisher erst 1 Exemplar durch BEHRENDSEN (7) beschrieben worden. MASCKE erwähnt ein *Strenoceras* schon aus der *Teloceras*-Zone, was phylogenetisch von Interesse sein würde, da es dadurch ermöglicht würde, die Gattung *Strenoceras* und damit die Cosmoceraten überhaupt mit Formen wie *Tmetoceras scissum* BENECKE zu verknüpfen.

Die Ansicht von DOUVILLÉ, daß die Strenoceraten mit ihrer starken Skulptur neritische Formen, die »schwerfälligen und kräftigen« Garantien dagegen benthonische Formen seien, erfährt in der Verteilung beider Gattungen keinerlei Stütze.

DOUVILLÉ neigt dazu, *Amm. Julii* D'ORB. zu *Strenoceras* zu stellen, weil diese Art im oberen Bathonien auftritt, das ihr am nächsten stehende *Cosmoceras Jason* dagegen erst im oberen Callovien. Morphologisch ist *Amm. Julii* D'ORB. durchaus ein *Cosmoceras*, DOUVILLÉ bestätigt dies selbst, phylogenetisch soll es dagegen ein *Strenoceras* sein. DOUVILLÉ sieht es somit als eine »forme prémonitoire«, als einen Vorläufer von *Cosmoceras* an. Da aber der Palaeontologie zur Erschließung phylogenetischer Zusammenhänge keine anderen Hilfsmittel als die morphologische Gestaltung der auf uns überkommenen Reste zur Verfügung stehen, muß *Amm. Julii* zu *Cosmoceras* s. s. gestellt werden, zumal bei *Strenoceras* kein Anschluß zu finden ist.

Mit größerer Berechtigung scheint mir aber *Amm. Caumonti* D'ORB. (pl. 238, fig. 3 und 4) zu *Strenoceras* zu gehören. Diese Art wurde in Deutschland bisher nicht gefunden.

Maßtabelle der Gattung *Strenoceras*

Strenoceras:	Wh	w	Wd	N
Niortense D'ORB.	0.27—0,34	0,20—0,25	0,18—0,30	0,41—0,48
subfurcatum ZT.	0,29—0,36	0,17—0,26	0,26—0,37	0,40—0,48
» var. *arietif.*	0,27—0,29	0,22—0,25	0,27—0,33	0,47—0,50
oolithicum QU.	0,28—0,34	0,21—0,28	0,25—0,34	0,40—0,48
latisulcatum QU.	0,30—0,33	0,22—0,27	0,29—0,34	0,40—0,46
latidorsatum n. sp.	0,30—0,36	0,18—0,26	0,39—0,60	0,39—0,50

(Wh = Windungshöhe, w = Windungshöhe einen halben Umgang vom Meßpunkt von Wh entfernt, Wd = Windungsdicke am Meßpunkt von Wh, N = Nabelweite am Durchmesser Wh—w)

[1]) Diese Aufeinanderfolge hat wohl auch TRAUTH (Über die Stellung der penninischen Klippenzone und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen, Mitt Geol. Ges. Wien, 1921, S. 154) in seiner Juratabelle von ROLLIER übernommen. *Cosm. subfurcatum* ist kein Leitfossil für die Zone der *Parkinsonia Parkinsoni!*

Strenoceras subfurcatum (v. Schlotheim) Zieten

Taf. 4, Fig. 1a, b

1830. *Ammonites subfurcatus* Zieten, Verstein. Württembergs, S. 10, Taf. VII, Fig. 6.
1849. » *Parkinsoni bifurcatus* Quenstedt, Cephalop., S. 148, Taf. XI, Fig. 11.
1858. » *bifurcatus* Quenstedt, Jura, S. 400, Taf. 55, Fig. 17, 19.
1870/71. » » Trenkner, jurass. Bild. Osnabrück, S. 53, Taf. II, Fig. 2b (non Fig. 2a!)
1886/87. » » Quenstedt, Ammoniten, S. 574, Taf. 70, Fig. 3 u. 6.
» » *Garantianus* » , » , S. 591, Taf. 71, Fig. 4 u. 5.
1892. *Cosmoceras subfurcatum* E. Haug, chaînes subalpin, S. 74.
1908. » (*Strenoceras*) *subfurcatum* Borissjak, Donez-Jura, S. 81, Taf. III, Fig. 15.
1911. » *subfurcatum* Rollier, Faciès du Dogger, S. 289.
1912. *Parkinsonia* (*Cosmoceras*) *subfurcata* Poelmann, Jura von Hellern, S. 52.
1915. *Strenoceras subfurcatum* R. Douvillé, Cosmocératidés, S. 22, Taf. VII, Fig. 6.
1918. *Cosmoceras* » de Grossouvre, Bajoc.-Bathon. Nièvre, S. 370.

Die Abbildung von Zieten VII/6 stellt ein etwas hochmündiges Exemplar dar. Die Windungshöhe ist meist geringer, der Querschnitt nicht so breit. Nach der Rückenansicht, Fig. 6b, zu schließen, ist der Querschnitt, Fig. 6c, zu breit dargestellt, so daß er vielleicht einem ganz anderen Exemplar angehört[1]). Nach dem Querschnittsbild ergibt sich Wd = 14 mm = 0,38, nach der Rückenansicht dagegen Wd = 13 mm = 0,36, beide Maße jedoch mit Rippen, die bei den übrigen Messungen nicht berücksichtigt wurden.

Entgegen der Beschreibung von de Grossouvre heben sich die Rippen bei *Str. subfurcatum* nicht sehr hoch und steil aus den Flanken heraus. Sie sind im Gegenteil rundlich, manchmal auch verwischt, immer aber massig, so daß die Skulptur trotzdem grob und knotig erscheint. Die scharfen, lamellenartigen Rippen, von denen de Grossouvre spricht, sind gerade für *Str. oolithicum* kennzeichnend.

Die Gabelung der Rippen erfolgt nach keinem bestimmten Gesetz, gegen die Wohnkammer zu unterbleibt sie aber mehr und mehr, so daß diese oft nicht mehr als eine oder zwei Gabelrippen (= G) aufweist. Die Anzahl der Rippen auf dem halben Umgang schwankt ungefähr zwischen 14 und 16.

Die Wohnkammer nimmt nicht ganz einen halben Umgang ein. An ihrem Ende besitzt sie lang ausgezogene Ohren, deren Form im einzelnen sehr wechseln kann. Die Alterswohnkammer zeichnet sich ferner dadurch aus, daß sie deutlich evoluter wird als die übrigen Umgänge. Damit Hand in Hand geht die Erscheinung, daß sie zusammengepreßter wird. In der folgenden Maßtabelle führt das zu kleinen Abweichungen in bezug auf die Maße von N und Wh.

Aus dem Geologischen Landesmuseum liegen mir von dieser Art insgesamt 137 Stücke vor: 63 zum Teil schlecht erhaltene und Bruchstücke stammen aus dem Brauneisenoolith vom Lindenbruch, 52 Stücke aus dem grünlichen Oolithkalk vom Lindenbruch, 1 mit weißer Schale vom Osterfeld bei Goslar, 5 von Hellern, 6 von der Kolonie Eichhorst bei Ebbendorf (leg. Dütting), 3 Stücke von Holzen am Hils, 7 von der Insel Gristow in Pommern.

---

[1]) Vergl. hierüber auch oben S. 136 (Einleitung zur Gattung *Strenoceras*)

Über den genauen Horizont dieser Art kann kein Zweifel herrschen: QUENSTEDT hat schon darauf hingewiesen, daß sie einen festen Horizont in seinem oberen Braun-Jura δ einnimmt. Der »Bifurcatenoolith« Schwabens entspricht somit den Subfurcatenschichten von Norddeutschland, der Niortensis-Hemera in England zum Teil, und dem untersten Abschnitt der Garantianenzone von BRASIL in Frankreich. Dieser Horizont ist gekennzeichnet durch das Fehlen von *Parkinsonia Parkinsoni* SOW. und der Gruppe der »jüngeren Garantien«. Die Ansicht von ROLLIER (1911, S. 289), daß *Strenoceras subfurcatum* ZIET. in sein unteres Bathonien[1]) zu stellen sei, besteht somit nicht zu Recht.

OPPEL, BUCKMANN und E. HAUG führen unter den Synonymen von *Str. subfurcatum* auch *Str. Niortense* D'ORB. auf; diese Ansicht ist nicht aufrecht zu erhalten, da *Str. Niortense* sich durch seinen flach scheibenförmigen Gesamthabitus leicht unterscheiden läßt.

Maße:

Orig. ZIETEN VII/6:		Insel Gristow:	
Dm: 36 mm	= 1	Dm: 39 mm	= 1
Wh: 13 »	= 0,36	Wh: 11,5 »	= 0,29
w : 8 »	= 0,22	w : 10 »	= 0,25
Wd: 13 »	= 0,36	Wd: 13 »	= 0,33
N : 15 »	= 0,41	N : 17,5 »	= 0,44
auf den halben Umgang:			
10 Gabelrippen (G)		2 Gabelrippen	
5 Einzelrippen (E)		14 Einzelrippen	
Reihenfolge derselben:			
GGEEGGGEGEGGEGG → vorn		EGEEEEEGEEEEEEEE → vorn	

Orig. Taf. 4, Fig. 1a, b Osterfeld bei Goslar:		Lindenbruch:	
Dm: 33 mm	= 1	Dm: 28 mm	= 1
Wh: 11 »	= 0,33	Wh: 9 »	= 0,32
w : 8 »	= 0,24	w : 6 »	= 0,21
Wd: 11 »	= 0,33	Wd: 9,5 »	= 0,34
N : 14 »	= 0,42	N : 13 »	= 0,45
auf den halben Umgang:			
5 Gabelrippen		6 Gabelrippen	
9 Einzelrippen		9 Einzelrippen	
Reihenfolge derselben:			
EGEEEGEEGEGEGE → vorn		GEEGEGEEGEEGEEG → vorn	

Dm:	30 mm = 1	42 mm = 1	27 mm = 1	24 mm = 1	34 mm = 1	27 mm = 1	26 mm = 1
Wh:	0,30	0,30	0,33	0,33	0,29	0,29	0,32
w :	0,23	0,26	0,22	0,25	0,23	0,22	0,21
Wd:	0,26	0,28	0,37	0,31	0,30	0,33	0,30
N :	0,46	0,42	0,44	0,41	0,47	0,48	0,46

Dm:	23 mm = 1	30 mm = 1	26 mm = 1	34 mm = 1
Wh:	0,34	0,33	0,36	0,32
w :	0,17	0,23	0,23	0,26
Wd:	0,34	0,30	0,34	0,30
N :	0,47	0,43	0,40	0,41

[1]) Grenze Bajocien-Bathonien bei ROLLIER zwischen Subfurcatenschichten und Parkinsonienschichten, nach Ansicht von ROLLIER wäre also *Str. subfurcatum* in unsere Unt. Parkinsonienschichten zu stellen.

Die Werte schwanken somit innerhalb folgender Grenzen:

Wh: 0,29—0,36	Wd: 0,26—0,37
w : 0,17—0,26	N : 0,40—0,48

Strenoceras cf. **subfurcatum** Zieten

Aus der Sammlung Brauns liegt mir eine Wohnkammer von etwa einem halben Umgang vor, die als *Amm. Garantianus* bestimmt war.

Die Rippen sind auffallend dicht gedrängt und schmal, auf den halben Umgang kommen etwa 18 Rippen. Die Flankenknoten sind schwach ausgebildet, fehlen manchmal völlig. Auf dem Rücken sind die Rippenäste etwas nach vorn geschwungen, während sonst bei *Str. subfurcatum* eher die Tendenz besteht, sie etwas nach hinten zu biegen. Sie enden an der glatten Externfurche mit einem kräftigen Knoten[1]).

Am nächsten kommt diesem Bruchstück *Str. subfurcatum* und extreme Formen von *Str. Niortense*, ohne daß jedoch eine Zuteilung nach irgend einer Richtung möglich wäre.

Maße:

Dm: 27 mm = 1	Wd: 8 mm = 0,29
Wh: 8 » = 0,29	N : 13 » = 0,48
w : 6 » = 0,22	

Strenoceras subfurcatum var. **arietiforme** nov. var.

Taf. 4, Fig. 2, 3

Die Zunahme der Windungsdicke erfolgt sehr langsam, die Windungen lassen sich deutlich bis zum Anfang verfolgen, so daß ein sehr flacher scheibenförmiger Gesamthabitus in Verbindung mit geringer Windungshöhe zustande kommt. Die Skulptur ist kräftig, beide Knotenreihen sind deutlich ausgebildet. Der Querschnitt ist etwas rundlicher als bei *Str. subfurcatum*, dem sich diese Stücke sonst sehr nahe anschließen.

Die Gabelung der Rippen unterbleibt trotz der geringen Größe schon vielfach.

Wohnkammer und Lobenlinie kam bei keinem der vorliegenden Exemplare zur Beobachtung.

Von dieser Varietät liegen mir nur 4 kleine Schalen vor, sämtliche aus dem Brauneisenoolith vom Lindenbruch. Eine Arttrennung ist auf Grund dieses schlechten Materials nicht möglich.

Aus der Maßtabelle ist die große Nabelweite und der geringe Unterschied zwischen Wh und w ersichtlich:

		Orig. T. 4, F. 3	Orig. T. 4, F. 2		
Dm:	22 mm = 1	23 mm = 1	22 mm = 1	18 mm = 1	Schwankungen
Wh:	0,29	0,28	0,27	0,27	0,27—0,29
w :	0,22	0,23	0,22	0,25	0,22—0,25
Wd:	0,31	0,28	0,27	0,33	0,27—0,33
N :	0,47	0,47	0,50	0,47	0,47—0,50

[1]) Mascke hat unter seinen Originalen ein Wohnkammerbruchstück *Str. pervagatum* benannt, das ebenfalls einige Ähnlichkeiten aufweist, bei dem Gabelungsknoten jedoch völlig fehlen. Die beiden anderen Mascke'schen Originale von *Str. pervagatum* sind aber vollkommen verschieden von meinem Bruchstück

Strenoceras Niortense D'ORBIGNY

Taf. 4, Fig. 4, 5, 6

1846. *Ammonites Niortensis* D'ORBIGNY, Pal. fr. Terr. jurass., S. 372, Taf. 121, Fig. 7—10.
1910. *Strenoceras Niortense* HYATT in ZITTEL-EASTMAN, Textb. Pal., S. 583.
1912. *Parkinsonia (Strenoceras) Niortensis* POELMANN, Jura von Hellern, S. 52.
1915. *Strenoceras Niortense* R. DOUVILLÉ, Cosmocératidés, S. 22, Taf. VII, Fig. 3.
1918. *Cosmoceras Niortense* DE GROSSOUVRE, Bajoc. Nièvre, S. 371.
1923. *Strenoceras Niortense* FALLOT-BLANCHET, Terr. jurass. Cardó, S. 121, Taf. III, Fig 5, non Fig. 1—4 u. 7.

Die Abbildungen von FALLOT-BLANCHET scheinen mir zu dem Original von D'ORBIGNY in keiner näheren Beziehung zu stehen. Diese kleinen, sehr rundlichen Formen wären viel eher zu *Str. subfurcatum* oder *oolithicum* zu stellen. Allein Fig. 5 ist flacher und trägt daher den Namen *Niortense* zu Recht. Eines meiner Exemplare, das dem Durchmesser und der Berippung von Fig. 7 entsprechen würde, ist jedoch wesentlich flacher und etwas hochmündiger.

Von dieser Art liegen mir 15 Exemplare vor, 10 aus dem grünlichen Oolithkalk und 5 aus dem Roteisenoolith vom Lindenbruch. Da ein genaues Profil nicht vorliegt, kann leider die Frage nach dem genauen Lager dieser Art, insbesondere in Beziehung zu *Str. subfurcatum* und *Garantia Garanti* hier nicht entschieden werden. Nach dem Vorkommen in Frankreich, England und in Schwaben scheint aber *Str. Niortense* zusammen mit *Str. subfurcatum* einen Horizont etwas unter dem Lager der *Garantia Garanti* einzunehmen, aber auch noch in dieses selbst heraufzusteigen (vergl. auch HENNIG: Geologie von Württemberg, Juratabelle).

Die Erhaltung der durchweg verkalkten Schalen in dem groben Oolith ist nicht besonders gut. Die Lobenlinie konnte nur bei einem Exemplar andeutungsweise festgestellt werden, sie bietet gegenüber *Str. subfurcatum* nichts Besonderes.

Die hierher gehörigen Formen zeichnen sich durch eine flach zusammengedrückte Schale aus, womit Hand in Hand eine größere Involubilität und Zunahme der Windungshöhe treten kann. Der Querschnitt ist dementsprechend ein hochstehendes Rechteck mit kräftig betonten Stachelkanten.

Die größte Dicke des Umganges fällt meist mit der Gabelungsstelle der Rippen zusammen, befindet sich also ziemlich gegen die Externseite verschoben.

Die Rippen sind ziemlich scharf und haben einen charakteristischen Schwung nach vorwärts, so daß an der Nabelkante bei fast allen Rippenstielen eine deutliche Verbiegung auftritt. Die Nabelkante selbst ist steil, der Nabel damit treppenförmig.

Die Externknoten sind sehr stark, mitunter zu hohen spitzen Dreiecken ausgezogen, so daß der gesamte sich auf dem Rücken befindliche Teil der Externrippen an der Knotenbildung teilnimmt. Die Knoten an den Gabelungsstellen treten dagegen mehr zurück, markieren aber immer noch ein deutliches spirales Knotenband.

Die Rückenfurche ist flach und ziemlich geräumig, ganz wie es die Abbildung von D'ORBIGNY, pl. 121, Fig. 8, zeigt. Die Gabelung

der Rippen unterbleibt vielfach, ein Exemplar von 33 mm Durchmesser hat auf 25 einfache Rippen nur mehr 2 Gabelrippen. Individuell ist dies jedoch sehr verschieden, so weist eine andere Schale von 33 mm Durchmesser auf 12 einfache immer noch 9 Gabelrippen auf. Die Berippung ist meist noch etwas dichter als bei *Str. subfurcatum* und *Str. oolithicum*.

Die Unterschiede gegenüber *Str. subfurcatum* bestehen also im Schwung der Rippen nach vorn, in der geringen Windungsdicke und damit in der im allgemeinen stets sehr flachen Form.

Maße:

Orig. d'Orb. Taf. 121, Fig. 7, 8	Orig. Taf. 4, Fig. 5 Lindenbruch:	Orig. Taf. 4, Fig. 4
Dm: 52 mm = 1	Dm: 35 mm = 1	Dm: 45 mm = 1
Wh: 28 » = 0,34	Wh: 11,5 » = 0,32	Wh: 14 » = 0,31
w : 12,5 » = 0,23	w : 9 » = 0,25	w : 11 » = 0,24
Wd: 15 » = 0,28	Wd: 10 » = 0,28	Wd: 12 » = 0,26
N : 22 » = 0,42	N : 14,5 » = 0,41	N : 20 » = 0,44
Auf einem halben Umgang:		
21 Einzelrippen	7 Gabelrippen	
	7 Einzelrippen	
	Reihenfolge:	
	EEGEGEGEGEGGEG	

Dm:	34 mm = 1	37 mm = 1	29 mm = 1	31 mm = 1	31 mm = 1	28 mm = 1	30 mm = 1
Wh:	0,31	0,29	0,27	0,29	0,32	0,30	0,33
w :	0,20	0,24	0,24	0,25	0,20	0,23	0,23
Wd:	0,27	0,22	0,18	0,25	0,30	0,25	0,26
N :	0,45	0,45	0,48	0,45	0,46	0,46	0,43

Orig. Taf. 4, Fig. 6

Dm:	28 mm = 1	35 mm = 1	39 mm = 1	38 mm = 1[1])	36 mm = 1[1])	32 mm = 1
	0,30	0,34	0,30	0,31	0,33	0,31
	0,25	0,22	0,23	0,21	0,25	0,21
	0,25	0,25	0,25	0,28	0,26	0,46
	0,44	0,42	0,46	0,47	0,41	0,30

Schwankungen: Wh: 0,27—0,34 Wd: 0,18—0,30
w : 0,20—0,25 N : 0,41—0,48

Strenoceras oolithicum Quenstedt

Taf. 4, Fig. 7

1887. *Ammonites bifurcatus oolithicus* Quenstedt, Amm. S. 573, Taf. 70, Fig. 1 u. 4.
1907. *Strenoceras oolithicum* Mascke, Steph. Verw., S. 30.
1911. *Cosmoceras oolithicum* Rollier, Faciès du Dogger, S. 289.

Diese Art schließt sich eng an *Strenoceras subfurcatum* an, unterscheidet sich aber von ihr durch stark heraustretende, knotige, sehr scharfe Rippen.

Aus dem Roteisenoolith des Versuchsschachtes am Lindenbruch stammen 14 Exemplare, aus dem grünlichen Oolithkalk 3, außerdem vom Osterfeld bei Goslar 2, von Hellern, Becker'sche Ziegelei, Blatt Hasbergen aus der Sammlung Bölsche 1 Exemplar und 2 Bruchstücke, ferner eine gut erhaltene Schale von der Insel Gristow (Bl. Cammin).

[1]) Originale von Mascke zu *Str. subfurcatum*, die aber zu *Str. Niortense* zu stellen sind.

Wie üblich ist die Erhaltung der Schalen in den groben Oolithen für feinere Untersuchungen nicht besonders günstig. Eine weiße Schale ist nur noch an dem einen Stück vom Osterfeld und an dem von der Insel Gristow erhalten.

Die hierhergestellten Formen sind wenig involut, die Flanken ziemlich flach oder schwach gerundet und in dieser Beziehung an *Str. Niortense* anklingend. Der Querschnitt schwankt mit dem Verhältnis von Windungshöhe und Windungsdicke, in jedem Fall erhält er aber durch die sehr stark betonten Knotenreihen einen eckigen Charakter.

Die Rippen sind fast gerade, stets sehr scharf und kantig, springen unvermittelt aus den Flanken heraus. Auf dem Rücken sind sie zu langen, dreieckigen Dornen ausgezogen. Die Gabelung der Rippen erfolgt unregelmäßig. In jüngeren Entwicklungsstadien schaltet sich ziemlich regelmäßig zwischen je zwei Gabelrippen eine einfache Rippe ein. Später nehmen diese zu, so daß bei größeren Exemplaren auf der Wohnkammer auf eine Gabelrippe 3—4 und mehr Einzelrippen kommen. Die Medianrinne ist seicht, in Ausnahmefällen kommt es sogar vor, daß eine Rippe in ihr etwas abgeschwächt durchzieht. Die Schale ist mit feinen Anwachsstreifen bedeckt, die an der Externfurche etwas nach hinten ausgebogen sind.

Die Wohnkammer nimmt etwa fünf Achtel Umgänge ein. An ihrem Ende besitzt sie jederseits ein lang ausgezogenes Ohr, das sich zuerst nach außen biegt und so eine schwache Erweiterung verursacht, dann aber sich einwärts wendet und die Mündung damit beträchtlich verengert. Auffallend ist die sehr starke Skulptur der Wohnkammer selbst bis zum Ansatz der Ohren. Die letzte Rippe greift mit einer Vorwärtsbiegung sogar noch auf das Ohr über.

Der erste Laterallobus ist bedeutend größer als der zweite und fast so tief wie der Externlobus. Die Sutur bietet sonst nichts Eigentümliches.

Das größte Exemplar erreicht einen Durchmesser von 47 mm.

Die Beziehungen zu *Str. subfurcatum* sind sehr enge. Da der Unterschied nur in der scharfen Berippung besteht, scheinen Übergänge aufzutreten: eine der vorliegenden Schalen zeigt bis zur Wohnkammer die scharfe knotige Berippung von *Str. oolithicum*; auf der Wohnkammer werden die Rippen plötzlich breit und sanft abgedacht, die Knoten mehr rundlich, also ganz wie bei *Str. subfurcatum*. Dieser plötzliche Wechsel in der Skulptur muß aber vielleicht auf eine Erkrankung des Tieres zurückgeführt werden. Da der für *Str. oolithicum* kennzeichnende Rippencharakter jedoch schon bei jungen Exemplaren deutlich in Erscheinung tritt, glaube ich eine Arttrennung beibehalten zu dürfen.

Maße:

Orig. Quenstedt, Amm. 70/1	Orig. Quenstedt, Amm. 70/4	Orig. Taf. 4, Fig. 7
Dm: 35 mm = 1	Dm: 57 mm = 1	Dm: 31 mm = 1
Wh: 12 » = 0,34	Wh: 19 » = 0,33	Wh: 10 » = 0,32
w : 8 » = 0,22	w : 13 » = 0,22	w : 8 » = 0,25
Wd: 10 » = 0,25	Wd: 25 » = 0,43	Wd: 10 » = 0,32
N : 15 » = 0,42	N : 15 » = 0,26	N : 13 » = 0,41

Dm:	40 mm = 1	26 mm = 1	42 mm = 1	25 mm = 1	26 mm = 1	27 mm = 1
Wh:	0,32	0,30	0,30	0,28	0,30	0,31
w :	0,25	0,23	0,28	0,24	0,23	0,24
Wd:	0,25	0,30	0,28	0,32	0,34	0,29
N :	0,42	0,46	0,40	0,48	0,46	0,44

Dm:	23 mm = 1	26 mm = 1	Schwankungen:
Wh:	0,34	0,30	Wh: 0,28—0,34
w :	0,21	0,23	w : 0,21—0,28
Wd:	0,30	0,34	Wd: 0,25—0,34
N :	0,43	0,46	N : 0,40—0,48

Strenoceras latisulcatum Quenstedt

Taf. 4, Fig. 8, S. 184, Fig. 1

1887. *Amm. bifurcatus latisulcatus* Quenstedt, Amm., S. 574, Taf. 70, Fig. 2.
1907. *Strenoceras latisulcatum* Mascke, Steph., Verw., S. 30.
1911. *Cosmoceras latisulcatum* Rollier, Fac. d. Dogger, S. 289.

Diese Art ist sehr leicht kenntlich an der außerordentlich breiten Externfurche, die bei einem Durchmesser von 26 mm schon 3 mm breit ist (Windungsdicke gleichzeitig 7,5 mm). Die größte Dicke ist etwas unter der Mitte der Flanken. Die Rippen sind mitunter etwas vorgeschwungen, so daß an der Nabelkante eine deutliche Biegung auftreten kann.

Die Skulptur ist individuell verschieden: sehr dicht und fein berippte Formen gehen in spärlich und grob berippte über. Die breite Externfurche ist stets von kräftigen Knoten eingefaßt. Die Knoten an den Gabelungsstellen der Rippen treten dagegen zurück, sie sind aber an jeder Rippe auch an ungegabelten noch deutlich erkennbar. Die Gabelung unterbleibt in vielen Fällen, die Reihenfolge der Gabel- und Einzelrippen ist jedoch durchaus unregelmäßig und selbst auf den beiden Flanken ein und desselben Exemplars nicht genau übereinstimmend.

Die Lobenlinie ließ sich nur bei einer Schale feststellen: auf den tiefen Externlobus folgt ein breiter Lateralsattel; der 4-zipfelige erste Laterallobus ist fast so tief wie der Externlobus. (Vergl. S. 184, Fig. 1: Lobenlinie von *Str. latisulcatum* Qu. bei Dm = 15 mm.)

Untersucht wurden 8 Exemplare und eine Wohnkammer vom Lindenbruch. 5 Stücke hiervon stammen aus dem grünen Oolithkalk, die einzelne Wohnkammer entspricht ungefähr einem Gehäuse von 50 mm Durchmesser. Ein weiteres Bruchstück stammt von Hellern bei Osnabrück.

Maße:

Orig. Quenstedt, Amm. 70/2:
Dm: 37 mm = 1
Wh: 12 » = 0,32
w : 10 » = 0.27
Wd: 11 » = 0,30
N : 15 » = 0,40
B : 2,5 »
b : 3 » (!)
auf den halben Umgang:
4 Gabelrippen
9 Einzelrippen

Orig. Taf. 4, Fig. 8
Lindenbruch:
Dm: 26 mm = 1
Wh: 8 » = 0,30
w : 6 » = 0,23
Wd: 7,5 » = 0,29
N : 12 » = 0,46
B : 3 »
b : 1,5 »

4 Gabelrippen
11 Einzelrippen
Reihenfolge:
EGEEEGEEEGEGEEE

Dm:	27 mm = 1	31 mm = 1	38 mm = 1	30 mm = 1	25 mm = 1	Schwankungen:
Wh:	0,30	0,33	0,31	0,33	0,32	0,30—0,33
w :	0,25	0,22	0,23	0,23	0,24	0,22—0,27
Wd:	0,30	0,29	0,34	0,33	0,34	0,29—0,34
N :	0,44	0,43	0,44	0,43	0,44	0,40—0,46
B :	2,5 mm	—	3 mm	2,5 mm	2,5 mm	
b :	2 »	1,8 mm	1 »	1 »	2 »	

B: Breite der Externfurche am gewählten Durchmesser gemessen,
b: Dasselbe, aber einen halben Umgang davon entfernt.

Strenoceras latidorsatum nov. spec.

Taf. 4, Fig. 9—12, S. 184, Fig. 2

Vergl. 1887. *Ammonites Garantianus* Quenstedt, Amm., Taf. 71, Fig. 12.

Diesen neuen Namen beziehe ich auf Formen, die sich durch einen verhältnismäßig sehr breiten Rücken, der mitunter sogar die Nabelweite übertrifft, auszeichnen. Die Windungsdicke ist stets größer als die Windungshöhe. Die Abbildung bei Zieten, Taf. VII, Fig. 6, von *Str. subfurcatum* nähert sich in dem Querschnittsbild am ehesten meinen Formen. Doch wurde schon oben darauf hingewiesen, daß die Beschreibung mit diesen Querschnittsbildern nicht in Einklang zu bringen ist. Die relative Windungsdicke dieser Abbildung steht mit 0,38 aber immer noch gerade außerhalb der Variationsbreite von *Str. latidorsatum* (0,39—0,60).

Von dieser neuen Art konnte ich aus Norddeutschland 57 Exemplare untersuchen. Auf die Fundorte verteilen sie sich folgendermaßen: 44 vom Lindenbruch (davon 8 aus dem grünlichen Oolithkalk), 6 vom Osterfeld bei Goslar, 1 von Hellern, 1 vom Kol. Eichhorst (Ebbendorf), 1 vom Nollmannberg (Hasberge), 2 von der Insel Gristow. Von Hellern lagen mir 2 Bruchstücke vor, die vielleicht zu demselben Exemplar gehören (Wh 8 und 10 mm, Wd 12 und 12 mm). Die Stücke von der Insel Gristow sind ebenfalls nur in Bruchstücken erhalten.

Die Involubilität schwankt beträchtlich, der äußere Umgang kann sogar die Gabelungsknoten des inneren verdecken. Das Kennzeichnende dieser Art sind die breiten Umgänge, so daß der Querschnitt stets ein liegendes Oval wird. Die Flanken sind mitunter schön gerundet, insbesondere kann die Wohnkammer gerne solche *Garantia*-ähnlichen Merkmale annehmen. Die sehr hohen, knotigen, scharf markierten Knotenreihen lassen an der Zuteilung zu *Strenoceras* jedoch keinen Zweifel aufkommen. Außerdem wird der Querschnitt durch die scharfen Knoten stets deutlich eckig, insbesondere rufen die Gabelknoten eine Abknickung des Profils hervor, wie sie für *Strenoceras* charakteristisch ist.

Die Gabelung der Rippen ist ganz unregelmäßig, auf einen halben Umgang verteilen sich bei verschiedenen Exemplaren: 7 Gabelrippen auf 5 Einzelrippen, 6 G auf 7 E, 8 G auf 6 E, 4 G auf 6 E.

Im Allgemeinen sind die Rückenknoten stärker betont als die Flankenknoten, doch kommt auch das Gegenteil vor. Solche Formen mit lang ausgezogenen Flankenknoten nähern sich im allgemeinen

Habitus der Gattung *Teloceras*, von der sie sich jedoch sofort durch die deutliche Rückenfurche unterscheiden.

Die Wohnkammer nimmt etwa fünf Achtel Umgang ein. An ihrem Ende wird sie etwas evolut und schlanker. Sie besitzt jederseits zwei zuerst nach außen, dann nach innen gebogene Ohren, die die Mündung deutlich beengen. Der Besitz von Ohren ist ein weiteres Unterscheidungsmerkmal von *Garantia*, bei der bisher außer bei *G. minima* Wetzel nur ein glatter Mundsaum bekannt wurde.

Die Suturlinie bietet nicht viel für die Art charakteristisches: Der erste Laterallobus ist ebenso tief wie der Externlobus. Die Zweiteilung des ersten Lateralsattels ist nicht sehr tief und weniger ausgeprägt als bei anderen Strenoceraten. Der zweite Laterallobus endigt mit 3 Spitzen, zwei weitere sind nur sehr wenig angedeutet. Der kleine Auxiliarlobus ist etwas schief gestellt. Insgesamt macht die Lobenlinie einen sehr massigen Eindruck. (Vergl. S. 184, Fig. 2: Lobenlinie von *Strenoceras latidorsatum* n. sp. bei Dm = 24 mm.)

Die Variabilität der neuen Art erstreckt sich auf die Zahl und Ausbildung der Rippen und die Rundung der Flanken. Sie schwankt also in ziemlich weiten Grenzen. An den Endpunkten der Variationsbreite stehen scharf und grob gerippte Formen mit flachen Flanken und wenig Rippen einerseits, rund oder dünn berippte Formen mit abgerundeten Flanken und gedrängteren Rippen andererseits. Allen gemeinsam ist jedoch die starke Skulptur und der breite Rücken.

Als Typus nehme ich eine Form mit gedrängten knotigen Rippen, 12—14 auf den halben Umgang, Rückenknoten schärfer als die Seitenknoten, geringe Einrollung, Flanken flach, Rücken flach, Nabelkante deutlich und steil. Um diese Form lassen sich alle andern zwanglos gruppieren, so daß bei dem Zugeständnis einer natürlichen Variabilität weitere Artabspaltungen vermieden werden können[1]).

Aus der Maßtabelle tritt die Bedeutung der Windungsdicke klar hervor.

Quenstedt: Amm. 71, Fig. 12 besitzt einen ziemlich breiten Rücken (Wd = 0,42), grobe Rippen und sehr starke Rückenknoten. Hierher läßt sich vielleicht auch außerdem das von Quenstedt, Amm., Taf. 70, Fig. 5, abgebildete Bruchstück mit Ohren stellen, da dessen Umgang ebenfalls sehr breit ist. Aus Württemberg liegen mir von dieser neuen Art aus den Sammlungen in Stuttgart und Tübingen verschiedene Exemplare vor, alle aus dem Subfurcatenoolith stammend. (Beuren, Herzogen-Häusle, Eningen, Dreifaltigkeitsberg, Lauffen, Ipf.)

Die Abbildungen von Borissjak, Donez-Jura, Taf. III, Fig. 9 und 10 (*Cosm. Garantianum*) und Taf. III, Fig. 13 (*Cosm. dubium*), sind mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit hierherzustellen.

---

[1]) Vom Osterfeld stammen zwei Originale von Mascke, die dieser *Strenoceras latum* benannt hat. Da mir keine Beschreibung vorliegt, ist es nicht möglich, die Grenzen dieser Mascke'schen Art festzustellen. Anscheinend kannte Mascke nur die scharfrippige Form mit spärlichen Rippen (auf den halben Umgang 10 Rippen). Die Mehrzahl meiner Stücke ist dichter und weniger scharf berippt. Die Mascke'schen Stücke wären also als var. *latum* Ma. zu bezeichnen.

Maße:

Orig. Taf. 4, Fig. 11 Osterfeld Schalenexemplar:	Lindenbruch:	Orig. Taf. 4, Fig. 9 vom Lindenbruch:
Dm: 31 mm = 1	Dm: 26 mm = 1	Dm: 27 mm = 1
Wh: 10 » = 0,32	Wh: 8,5 » = 0,32	Wh: 8 » = 0,30
w : 7 » = 0,22	w : 6,5 » = 0,25	w : 7 » = 0,25
Wd: 15 » = 0,48	Wd: 12 » = 0,46	Wd: 11 » = 0,40
N : 14 » = 0,45	N : 11 » = 0,42	N : 12 » = 0,44
auf den halben Umgang:		
7 Gabelrippen	4 Gabelrippen	
5 Einzelrippen	6 Einzelrippen	
Reihenfolge:		
GEGGGEEEGGGE	GEGEEEGEGE	

Orig. Taf. 4, Fig. 12 Osterfeld[1]):	Osterfeld:	Orig. Quenstedt, Amm., Taf. 71/12:	Orig. Taf. 4, Fig. 10 vom Lindenbruch:
Dm: 22 mm = 1	Dm: 22 mm = 1	Dm: 21 mm = 1	Dm: 27 mm = 1
Wh: 8 » = 0,36	Wh: 7,5 » = 0,34	Wh: 7 » = 0,33	Wh: 9 » = 0,33
w : 4 » = 0,18	w : 4,5 » = 0,20	w : 5 » = 0,23	w : 6 » = 0,22
Wd: 11 » = 0,50	Wd: 12 » = 0,54	Wd: 9 » = 0,42	Wd: 13 » = 0,48
N : 10 » = 0,45	N : 10 » = 0,45	N : 9 » = 0,42	N : 12 » = 0,44
	auf d. halben Umgang:		
	7 Gabelrippen		
	5 Einzelrippen		
	Reihenfolge:		
	GGEGEGGEEGGE		

Dm:	30 mm = 1	29 mm = 1	33 mm = 1	26 mm = 1	30 mm = 1	26 mm = 1
Wh:	0,33	0,34	0,33	0,30	0,33	0,34
w :	0,21	0,20	0,24	0,23	0,26	0,23
Wd:	0,40	0,51	0,39	0,42	0,43	0,54
N :	0,45	0,44	0,40	0,46	0,40	0,42

Dm:	20 mm = 1	23 mm = 1	28 mm = 1	29 mm = 1	19 mm = 1	17 mm = 1	29 mm = 1
Wh:	0,32	0,34	0,32	0,34	0,36	0,35	0,32
w :	0,18	0,21	0,25	0,22	0,23	0,25	0,24
Wd:	0,60	0,52	0,44	0,50	0,47	0,58	0,40
N :	0,50	0,43	0,43	0,43	0,39	0,41	0,43

Schwankungen: Wh: 0,30—0,36 Wd: 0,39—0,60
w : 0,18—0,26 N : 0,39—0,50

Gattung **Garantia** (Hyatt) Rollier

Die vollständigste Diagnose hat Wetzel gegeben. Er zieht die Mascke'sche Gattung *Subparkinsonia* wieder ein, hält aber die Abtrennung von *Baculatoceras* Mascke aufrecht. Diese Mascke'sche Gattung umfaßt die Formenreihe des *Ammonites baculatus* Quenstedt, die sich durch eine abgeplattete Rückenseite und breite Externfurche auszeichnet. Wetzel weist bei Besprechung der Unterschiede jedoch schon darauf hin, daß kleine Garantien insofern eine Annäherung an *Baculatoceras* zeigen, als ihre Externseite ebenfalls gleichmäßig gerundet ist. Dies kann ich bei meinem reichen Material nur durchaus bestätigen und dahin ergänzen, daß auch die Breite der Externfurche bei *Garantia* vielfach recht beträchtlich ist, insbesondere bei *Garantia Garanti* s. s., so daß bei jungen Exemplaren eine Arttrennung manch-

[1]) Könnte als var. *latum* Ma. bezeichnet werden.

mal schwierig ist. Auch *Garantia suevica* Wetzel weist eine breite, von Knoten flankierte Externfurche auf. Das Vorhandensein von Lateralknoten und der Rippenschwung ermöglichen keine generische Trennung, da diese Merkmale auch bei *Garantia* im Sinne Wetzel's einer weitgehenden Variabilität unterworfen sind.

Ich sehe deshalb keine Bedenken, die Gattung *Baculatoceras* Mascke wieder einzuziehen, da die wenigen hierher zu rechnenden Formen durchaus in den Kreis der älteren Garantien passen. Viel eher wäre eine generische Trennung der »Gruppe der jüngeren Garantien« auch aus stratigraphischen Gründen berechtigt. Da aber die Übergänge sehr allmählich verlaufen und die Beziehungen zu den älteren Garantien sehr vielseitige und enge sind, liegt auch hierzu keine Notwendigkeit vor.

Die Wetzel'sche Diagnose wäre also wie folgt zu erweitern:

»Externseite mehr oder weniger gewölbt, z. T. abgeplattet, Medianrinne stets deutlich, nur im höheren Alter zurücktretend.«

Auf die weiter bei Wetzel angeführten Unterschiede: »steifere, mehr oder weniger radial gerichtete Rippen und eine Lobenlinie, deren Sattelendigungen nicht so genau in einer Geraden liegen wie bei *Garantia*«, ist gerade im Hinblick auf die am nächsten stehenden älteren Garantien und besonders den Typus *Garantia Garanti* wenig Wert zu legen.

Übergänge zu *Parkinsonia* sind nicht bekannt, eine gemeinschaftliche Wurzel besteht jedoch ohne Frage. Die Gattung *Parkinsonia* ist zudem in der *Teloceras*-Zone schon vollkommen ausgebildet, wenngleich ihre Vertreter auch nur sehr spärlich sich finden. Als gemeinschaftliche Wurzel sind Formen aus der Mascke'schen Gruppe der *Otoitidae* anzusehen. Die Gruppe der älteren Garantien bleibt im Querschnitt und in der Berippung stets etwas coronatenähnlich.

Bei den jüngeren Garantien wird der Querschnitt jedoch höher als breit, die Lateralknoten verschwinden, die Rippen schwingen sich wie bei manchen Parkinsonien nach vorn, so daß sie sich insgesamt sehr dem Habitus der Parkinsonien nähern können.

Douvillé, de Grossouvre u. a. haben geglaubt, die Wetzel-schen Arten ablehnen zu müssen, indem sie seine Formen mit *Garantia Garanti* d'Orb. vereinigen. Sie lassen dabei aber außer Acht, daß die Wetzel'schen Arten nachgewiesenermaßen verschiedenen Horizonten angehören und übrigens auch bei kleinem Material sich leicht identifizieren lassen. Die summarische Bezeichnung »*Gar. Garanti*« wäre somit ein Rückschritt und ist daher abzulehnen. Anscheinend lagen Douvillé überhaupt keine jüngeren Garantien vor, da nur eine seiner zahlreichen Abbildungen dieser Gruppe anzugehören scheint (Taf. I, Fig. 1, cf. *G. suevica*).

Außerdem ist zu berücksichtigen, daß diese jüngeren Garantien vielfach noch zu Unrecht zu *Parkinsonia* gestellt werden, wodurch sich die vielen Widersprüche in der Stratigraphie des mittleren Doggers zu einem großen Teil erklären. Es ist ferner eine betrübliche, nicht

zu bestreitende Tatsache, daß auch unter dem »Leitfossil« *Parkinsonia Parkinsoni* SOW. die heterogensten Formen verstanden wurden und noch werden, so daß die Parallelisierung einzelner Profile durch solche ungenügenden Bestimmungen ungemein erschwert, in den meisten Fällen sogar völlig unmöglich gemacht wird. Nur die sorgfältigste paläontologische Bearbeitung des Fossilmaterials kann hier Abhilfe schaffen.

Die einzelnen Arten der Gattung *Garantia* lassen sich wie folgt gruppieren:

I. Gruppe der älteren Garantien	A. Gruppe der *Garantia Garanti* D'ORB. (= *Baculatoceras* MASCKE z. T.)	*Garantia Garanti* D'ORB.
		» *baculata* QU.
		» *protracta* n. sp.
	B. Gruppe der *Garantia Schroederi* n. sp.	*Schroederi* n. sp.
		uncinata QU.
		crassa n. sp.
		inflata n. sp.
		conjugata n. sp.
		densicostata QU.
		rhomboidea n. sp.
		praecursor MAYER (*)
		Longoviciensis STEINMANN (*)
		bifurcata ZIETEN (*)
II. Gruppe der jüngeren Garantien		*alticosta* WE.
		subangulata WE.
		cyclogaster WE.
		depressa WE.
		Pompeckji WE.
		subgaranti WE.
		Wetzeli TRAUTH
		tetragona WE.
		dubia QU.
		minima WE.
		suevica WE. (*)
		Quenstedti WE. (*)
		coronata WE. (*)

(*) bedeutet: in meinem Material nicht angetroffen.

Diese Artenfülle bezeichnet eine große Gestaltungskraft, die in Zusammenhang steht mit dem ersten häufigeren Auftreten der Angehörigen der Cosmoceratenfamilie. Damit ist stratigraphisch eine der wichtigsten Grenzen gekennzeichnet, da nunmehr die Cosmoceraten in ihren verschiedenen Zweigen die Charakterformen des mittleren und oberen Doggers liefern. Die Grenze Bajocien-Bathonien, die von den Autoren so völlig verschieden gelegt wird, dürfte nach paläontologischen Befunden einzig und allein an die untere Grenze der Subfurcatenschichten gelegt werden. In keiner anderen Schicht ist die Zahl und die Bedeutung der »kryptogenen Formen« im Sinne NEUMAYR's so groß wie in den Subfurcatenschichten.

Bei den Cosmoceraten zeigt sich somit die auch anderwärts in der Paläontologie festgestellte Erscheinung, daß am Anfang der Entwicklung der Familie die Variations- und Mutationsbreite eine besonders große ist. Darauf ist auch die tachygenetische Entwicklung mancher Garantien zurückzuführen, die Erscheinung,

daß auch im Leben des Individuums die Kennzeichen der Art weitgehend variieren. Die rasch verlaufende, ontogenetische Entwicklung führt zu einer Änderung der Wohnkammerskulptur, die damit dem gekammerten Teil mehr oder weniger unähnlich wird. Das entspricht ganz dem, was wir sonst als »explosive Entwicklung« in der Geschichte einer größeren Einheit kennen.

Wir haben somit in den Garantien eine Gruppe von Ammoniten vor uns, in denen sich die Gestaltungskraft des Stammes besonders deutlich offenbart. Sehr plötzlich stellen sich innerhalb der Gattung Formen ein, deren äußere Kennzeichen in späteren Zonen ganz andere Ammonitengattungen übernehmen. Dieses Vorwegnehmen fremder Gattungsmerkmale hat Douvillé als »variation prémonitoire« geradezu in die Gattungsdiagnose von *Garantia* aufgenommen. Als Beispiel solcher Konvergenzen führe ich an:

Garantia densicostata	. . .	*Kepplerites*
» *inflata*	. . . . .	*Reineckeia*
» *praecursor*	. . .	*Parkinsonia*
» *dubia*	. . . . .	*Morphoceras.*

Diese Ähnlichkeiten sind aber, wie ich ausdrücklich betonen möchte, rein äußerer Natur, die verwandtschaftlichen Beziehungen sind noch reichlich ungeklärt. Es ist augenscheinlich, daß diese labilen Formen für stratigraphische Zwecke eine besondere Bedeutung erlangen können.

Ich füge hier noch einige Bemerkungen an über Arten, die in meinem Material nicht vertreten sind, deren Stellung aber doch durch die Untersuchung verwandter Arten etwas geklärt wurde.

1. *Garantia bifurcata* (v. Schlotheim) Zieten (III, Fig. 3).

Maße des Originals von Zieten, Taf. III, Fig. 3:

Dm:	70 mm	= 1
Wh:	24 »	= 0,34
w :	18 »	= 0,25
Wd:	20 »	= 0,28
N :	28 »	= 0,40

Unterschiede von *Garantia Garanti* d'Orb.: Viel geringere Zunahme der Windungshöhe, Rippen dichter gedrängt, auf den halben Umgang 24 Flankenrippen. Nach der Zieten'schen Abbildung sind die Rippen anscheinend auch etwas dicker, doch ist hierauf erfahrungsgemäß weniger Wert zu legen, da der Erhaltungszustand den Rippencharakter völlig ändern kann. Die Externfurche ist enger als bei *G. Garanti*. Mit diesen Unterschieden stimmen die Ausführungen von Douvillé durchaus nicht überein, der im Widerspruch mit den Originalabbildungen bei Zieten und d'Orbigny angibt, daß *G. bifurcata* weniger zahlreiche Rippen habe wie *G. Garanti*.

Die eingesenkte Rückenfurche läßt eher Beziehungen zu *G. Schroederi* n. sp. vermuten. Von dieser selbst trennt sie jedoch die ausgesprochene Knotenreihe längs der Externfurche, von allen sonstigen älteren Garantien die ungemein dichte

Berippung, wie ich sie sonst nur bei *G. Wetzeli* TRAUTH kenne. Diese Form mit ihren kräftig nach vorn geschwungenen Rippen kommt jedoch ebenfalls als näher verwandt nicht in Frage. *G. densicostata* QU. unterscheidet sich durch die viel größere Zahl der Externrippen und die gänzlich verschiedene Medianfurche.

G. bifurcata in dieser exakten Umgrenzung ist eine seltene Form, die mir in sicher hierhergehörigen Stücken bislang noch nicht bekannt geworden ist. Das Original von ZIETEN soll von Wasseralfingen stammen.

FALLOT-BLANCHET (Ter. jur. Cardó, S. 115) schließen sich der Bestimmung von DOUVILLÉ an und wollen außerdem WETZEL's *G.* cf. *depressa* (WETZEL, Taf. XIII, Fig. 7, 8) und *G. coronata* (Taf. XII/13, 14) mit *G. bifurcata* vereinigen, was nicht angängig ist.

2. *Garantia suevica* WETZEL (QU. Amm., Taf. 71, Fig. 15, 18). Das QUENSTEDT'sche Original, Taf. 71, Fig. 15, stammt dem Gestein nach sicher aus dem Subfurcatenoolith vom Ipf. Da ich in dessen oberster Zone jedoch außerdem schon *Garantia Wetzeli* TRAUTH antraf, ergibt sich die Möglichkeit, diese obersten 10 cm (BENTZ, 11, Profil VI, Schicht 6) entweder schon zu den unteren Parkinsonienschichten zu stellen oder aber die vertikale Verbreitung dieser Arten als noch in die Subfurcatenschichten herabsteigend anzusehen. Ich ziehe letzteres vor, da in dieser Schicht 6 außer diesen jüngeren Garantien sich noch Strenoceraten finden (*Str. oolithicum* QU.). Das Original, Taf. 71, Fig. 18, stammt aus den Clavellatentonen von Eningen, die stratigraphisch nur wenig über dem eigentlichen Subfurcatenoolith liegen. Die Clavellatentone entsprechen sicherlich nicht den Parkinsonienschichten WETZEL's, sie werden auch von QUENSTEDT noch zu Ober-δ gerechnet. Anscheinend vertreten sie nur die Subfurcatenzone, es wäre möglich, daß ihr oberer Teil die unteren Parkinsonienschichten mit umfaßt, die jedoch sicher auch in der darüber liegenden Oolithkalkbank vertreten sind. *G. suevica* gehört in Württemberg zu den häufigeren Arten, die insbesondere durch Großwüchsigkeit auffallen. In Tübingen befinden sich mehrere bis 80 mm große Exemplare, ferner auch ein Stück aus dem Schweizer Jura von Moutier (?), nach der Etikettierung aus dem dortigen Dogger ε.

3. *Garantia praecursor* MEYER (QUENSTEDT, Cephalop., Taf. 11, Fig. 10 und Amm., Taf. 71, Fig. 6)[1]. Charakteristisch ist die stark zerschlitzte Lobenlinie und der ziemlich hochmündige Querschnitt, ferner die feinen, aber scharfen Stachelknoten auf dem

[1]) non QUENSTEDT, Jura, Taf. 63, Fig. 7 (= *G. Quenstedti* WETZEL), ROLLIER 1911 schreibt wohl versehentlich: »Bifurcatenoolith ou plutôt Parkinsonienoolith du Nipf (Bathien sup.)«, während es sich natürlich nach seiner Abgrenzung der Etagen um oberstes Bajocien handelt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Rücken sowohl wie auf den Flanken. Bei beiden Exemplaren Quenstedt's handelt es sich um nicht ausgewachsene Stücke, was den Vergleich sehr erschwert. Junge Exemplare meiner *G. Schroederi* lassen sich in einigen Fällen kaum trennen, wenn man dieser Art, wie es mein großes Material erfordert, eine gewisse Variationsbreite zuerkennt.

1. Gruppe der Garantia Garanti d'Orb.

Garantia Garanti d'Orbigny

Taf. 5, Fig. 1, S. 184, Fig. 3, 4, 5

1844. *Ammonites Garantianus* d'Orbigny, Terr. jur., S. 377, pl. 123, fig. 1 u. 2, non fig. 3 u. 4
1856. » » Oppel, Juraformation, S. 381.
1858. » » Quenstedt, Jura, S. 469.
1866. » » Brauns, Nachtr. z. Strat. u. Pal. d. Hilsm., S. 15.
1869. » » Brauns, Mittl. Jura, S. 136.
1886/87. » » Quenstedt, Amm., Taf. 71, Fig. 11, S. 593.
1888. *Cosmoceras Garantianum* Schlippe, Bath., S. 203.
1892. » » E. Haug, Chaines subalp., S 75.
1911. *Cosmoceras Garantianum* Rollier, Fac. d. Dogger, S. 289.
1911. *Garantiana Garanti* Wetzel, Teut. Wald, S. 174.
1912. *Parkinsonia* (*Cosmoceras*) *Garantiana* Poelmann, Jura v. Hellern, S. 51.
1915. *Garantia Garanti* Douvillé. Cosmocératidés, S. 11, pl. I, fig. 4 II/3, 4, 8, 9.
1918. *Cosmoceras Garanti* de Grossouvre, Bajoc.-Bath. Nièvre, p. 371.
1923. » (*Garantia*) *Garanti* Fallot-Blanchet, Terr. jur. Cardó, S. 114, pl. II, fig. 1—5.

non 1844. *Ammonites Garantianus* d'Orbigny, pl. 123, fig. 3 u. 4.
non 1886/87. » » Quenstedt, Amm., Taf. 71, Fig. 1—10, 12—15.
non 1904. *Parkinsonia Garantiana* Clerc, Dogg. Neuch. Vaud., S. 8, Taf. II, Fig. 2. u. 3.
non 1908. *Cosmoceras* (*Garantiana*) *Garantianum*, Borissjak, Donez-Jura, S. 80, Taf. III, Fig. 8—11, Taf. IX, Fig. 2.
non 1915. *Garantia Garanti* Douvillé, Cosmoc., pl. I, fig. 1, 2, 3, pl. II, fig. 1.

Schon Wetzel hat darauf hingewiesen, daß d'Orbigny, Taf. 123, Fig. 1 und 2 verschieden sind von Fig. 3 und 4. Die Art in der jetzigen Umgrenzung zeichnet sich durch eine geringe Windungsdicke und durch ziemlich flache Flanken aus, so daß flache, weitgegabelte Scheiben ohne ausgeprägten Nabelabfall entstehen.

Sehr charakteristisch ist ferner die etwas flache Externseite mit deutlich ausgebildeten Rückenknoten und der stets breiten und glatten Externfurche, die nur wenig vertieft ist.

Der Querschnitt ist ein aufrechtes Oval, das durch die flache Externseite abgeplattet wird. Die inneren Umgänge sind jedoch auch bei *Gar. Garanti* breiter als hoch. (Vergl. S. 184, Fig. 3.)

Die Rippen verlaufen fast radial, ihr Schwung kann im einzelnen ziemlichen Schwankungen unterworfen sein, stets besteht aber die Neigung, sich gegen das Ende der Wohnkammer zu mehr und mehr nach vorn zu biegen, so daß sie an deren Ende nicht unbeträchtlich von der radialen Richtung abweichen und die Äste der zugehörigen Externrippen auf dem Rücken einen, wenn auch schwachen, so doch deutlichen Winkel bilden. Die Gabelung der Seitenrippen erfolgt in wechselnder Höhe der Flanken, meist etwa in deren Mitte. Auf die Teilung in 2 oder 3 Äste ist weniger Wert zu legen als dies z. B.

DOUVILLÉ (Cosmocératidés, p. 12) tut, es können 2- und 3-geteilte Rippen recht regellos abwechseln (vergl. Maße).

Die Wohnkammer nimmt fast drei Viertel Umgang ein, in der Skulptur unterscheidet sie sich nicht vom gekammerten Teil der Schale.

Die Lobenlinie kam bei dem vorliegenden Material durchweg nur schlecht zur Beobachtung. Auffallend ist der sehr schmale zweite Laterallobus und der schief gestellte Auxiliarlobus. (Vergl. S. 184, Fig. 4 und 5.)

Die Variabilität erstreckt sich auf die Zahl und die Gabelung der Rippen, auf die Wölbung der Flanken, auf die Dicke der Umgänge, wobei der Nabel mehr oder weniger tief erscheint. Außerdem erhalten sich die Flankenknoten sehr verschieden lang.

Die Beziehungen zu *G. baculata* QU. sind zweifellos sehr enge, sie stimmt insbesondere in der Gestaltung der Externseite gut überein, so daß bei einer Beibehaltung des von MASCKE geschaffenen Genus *Baculatoceras G. Garanti* hierzu gestellt werden. *G. baculata* unterscheidet sich lediglich durch die rundlicheren, dicken Umgänge, bei denen die Windungsdicke die Höhe übertrifft, ein Merkmal, das, wie wir sahen, auch den inneren Umgängen von *G. Garanti* zukommt.

Die Abbildungen von QUENSTEDT, Ammoniten, Taf. 71, Fig. 1—10 und 12—15, unterscheiden sich von *G. Garanti* durch dickere Umgänge, die Windungshöhe ist niedriger als die Breite, die Rückenknoten sind viel weniger deutlich ausgebildet, meist enden die Externrippen ohne jegliche Anschwellung an der engen, vertieften Externfurche, die Flankenknoten sind mehr betont. Allein Fig. 11 kann zu *G. Garanti* gestellt werden, jedoch ist die Abbildung sehr idealisiert, da das Original ein schlecht erhaltenes, etwas verdrücktes Stück ist. Seine Flanken sind flach, die Rippen am Wohnkammerende etwas nach vorn geschwungen. Der Rücken ist flach, die Furche ziemlich breit mit deutlicher Knotenreihe.

Die Abbildungen von DOUVILLÉ, pl. I, f. 1—3 stimmen mit obiger Definition ebenfalls nicht überein. Da dieser Autor einen Teil der WETZEL'schen Gruppe der jüngeren Garantien (*G. Quenstedti, cyclogaster, subgaranti, depressa* und *Pompeckji*) mit *G. Garanti* zusammenwirft und in der Auffassung von *G. bifurcata* sich weitgehend von meiner Auffassung entfernt, bin ich gezwungen, einen großen Teil seiner Abbildungen einer Umbenennung zu unterwerfen: pl. I, fig 1 hat vielleicht Beziehungen zu *G. suevica* WTZ., I/2, 3 wohl = G. *baculata* QU., pl. II/3 und 4. *G. Garanti*, II/8, 9 = *G. Garanti*, IV/5 = cf. *G. Garanti*, V/3 = cf. *G. Garanti*, VI/1 = cf. *G. Garanti*, VI/3 = cf. *G. Garanti*.

FALLOT-BLANCHET bilden nur sehr junge Exemplare ab, die eine sichere Entscheidung über deren Zuteilung nicht ermöglichen. Was diese Autoren weiterhin, Taf. II/6—11, als *Garanti bifurcata* abbilden, gehört zum Teil ebenfalls zu *G. Garanti*, zum Teil aber vielleicht zu *G. dubia* QU.

CLERC, II/2, 3, und BORISSJAK, III/11, bringt schon WETZEL mit seiner *G. Pompeckji* in Beziehung. BORISSJAK, III/8—10, gehört wohl

ebenfalls nicht zu *G. Garanti*, soweit sich solche Bruchstücke überhaupt bestimmen lassen. Fig. 8 steht vielleicht *G. Schroederi* nahe, Fig. 9 und 10 sind wohl überhaupt keine Garantien, sondern in die Nähe von *Strenoceras latidorsatum* zu stellen.

Zur Untersuchung gelangten 49 Exemplare vom Lindenbruch (26 davon aus dem grünen Oolithkalk), 1 Bruchstück von Bischofskamp bei Hildesheim, bei dem die Externrippen schon sehr deutlich nach vorn geschwungen sind, 1 Stück von Kol. Eichhorst bei Ebbendorf (Smlg. Dütting), 4 Stücke von Hellern (Smlg. Bölsche), 1 Stück von Kol. Brinkmann bei Borgloh (Smlg. Dütting) und 2 Stücke von Obernbeck bei Löhne, Bl. Oeynhausen (40/45).

Maße:

Orig. d'Orb. pl. 123/1, 2:	Lindenbruch:	Orig. Taf. 5, Fig. 1 vom Lindenbruch:
Dm: 84 mm = 1	Dm: 67 mm = 1	Dm: 71 mm = 1
Wh: 31 » = 0,36	Wh: 26 » = 0,38	Wh: 26 » = 0,36
w : 23 » = 0,27	w : 18 » = 0,26	w : 18 » = 0,25
Wd: 25 » = 0,29	Wd: 21 » = 0,31	Wd: 20 » = 0,28
N : 30 » = 0,35	N : 23 » = 0.34	N : 27 » = 0,38
auf den halben Umgang:		
19 Rippen	13 Rippen	15 Rippen
	Reihenfolge (2 oder 3 geteilt):	
	2232323232232	

Garantia baculata Quenstedt

Taf. 4, Fig. 13, S. 184, Fig. 6

1858. *Ammonites baculatus* Quenstedt, Jura, S. 402, Taf. 72, Fig. 1.
1887/88. » » Quenstedt, Amm., S. 574, Taf. 70, Fig. 7, 9—11.
1892. *Cosmoceras baculatum* E. Haug, Chaînes subalpin., S. 75.
1907. *Baculatoceras baculatum* Mascke, Steph. Verw, S. 23.
1911. *Cosmoceras (Kepplerites) baculatum* Rollier, Faciès du Dogger, S. 291.
1915. *Garantia baculata* Douvillé, Cosmocératidés, S. 16, pl. I, fig. 2, 3, pl. II/5, IV/6 (?)
1923. » » Fallot-Blanchet, Terr. jur. Cardó, S. 118, pl. II, Fig. 12, 13, 16, 18.

Die weitnabeligen, zusammengepreßten Formen mit hohem Querschnitt, die Douvillé, Taf. V, Fig. 1, 2 und 4, als *G. baculata* abbildet, stimmen mit den Originalabbildungen von Quenstedt nicht überein.

Für diese Art ist charakteristisch die breite, flache Rückenfurche mit geradliniger Begrenzung, an die die Externknoten nicht direkt angrenzen, sondern durch eine feine stiftförmige Ausspitzung davon getrennt bleiben. Sehr deutlich ist ferner die Tendenz der Rippen, sich nach vorn zu neigen, so daß sie in einigen Fällen sich auf der Externseite in einem schwachen, aber deutlichen Winkel gegenüberstehen. Es entstehen so Formen, die sehr an *Garantia minima* Wetzel erinnern, sich davon aber durch die Wachstumsverhältnisse und die breite Externfurche unterscheiden. Die Umgänge sind stets schön gerundet, wodurch der Unterschied von *G. Garanti* d'Orb. gegeben ist.

Die Lobenlinie zeigt ziemlich massiven Bau und zeichnet sich durch den beträchtliche Tiefe erlangenden zweiten Laterallobus aus. Der sehr breite Axiliarlobus ist etwas nach innen geneigt. (Vergl.

S. 184, Fig. 6. Lobenlinie von *G. baculata* Qu. vom Lindenbruch bei Dm: 30 mm.)

Meist sind beide Knotenreihen deutlich und lange entwickelt. Die Gabelung der Rippen erfolgt in der Mitte der Flanken. Am häufigsten ist eine einfache Gabelung in 2 Externäste, doch ist bei einigen Exemplaren auch Dreiteilung nicht selten. Wie stets bei der Gattung ist hierauf kein besonderes Gewicht zu legen.

G. alticosta Wetzel hat eine engere Rückenfurche, weniger deutliche Knotenreihen, gröbere Berippung und auf dem Rücken stärker nach vorn geneigte Rippen.

Quenstedt, Amm., Taf. 70, Fig. 8, bildet als var. *compressa* ein sehr *Garanti*-ähnliches Stück ab. Es unterscheidet sich lediglich durch die stärker nach vorn geschwungenen Rippen und die etwas verschiedene Externseite von dieser Art.

Von *Garantia baculata* liegen mir vor: vom Lindenbruch 23 Stücke, davon 3 aus dem Roteisenoolith, von Hellern ein großes Wohnkammerbruchstück und ein kleinerer Steinkern mit Abdruck (beide Smlg. Bölsche), ferner von Bethel bei Bielefeld 1 Exemplar.

Das Lager dieser Form ist mit *Garantia Garanti* d'Orb. zusammen mit den oberen Subfurcatenschichten, jedoch vor allem in den unteren Subfurcatenschichten, in denen *G. Garanti* noch fehlt.

Maße des Orig. Taf. 4, Fig. 13 von Bethel:

Dm:	45 mm	= 1
Wh:	16 »	= 0,35
w :	12 »	= 0,26
Wd:	18 »	= 0,40
N :	17 »	= 0,37

Garantia protracta nov. spec.

Taf. 4, Fig. 14

Vergl. 1915. Douvillé, Cosmocératidés, pl. V, fig. 1, 2, 4 (*G. baculata* Qu.).

Unter diesem Namen fasse ich stark zusammengepreßte, mehr oder weniger hochmündige Formen zusammen. Das wesentliche Merkmal sind die Rippen, die in schön geschwungenem Bogen nach vorn ziehen. Sie treten meist wenig stark hervor, sind in 2 Äste gegabelt oder auch häufig dreigeteilt. Die Knoten an der Gabelungsstelle sind in der Jugend deutlich, verschwinden jedoch im Alter vollkommen. Die Externknoten bleiben dagegen stets gut erhalten und säumen die seichte Externfurche ein, die etwas schmäler als bei *G. Garanti* d'Orb. ist.

Die Gabelung der Rippen erfolgt normalerweise im äußeren Drittel der Flanken. Sie kann jedoch bis zur Mitte, ja sogar bei stark vorgeschwungenen Rippen bis ins innere Drittel verlegt werden.

Auf der Externseite stehen sich die Rippen in einem deutlichen, aber schwachen Winkel gegenüber, eine Eigenschaft, die sonst für die von Wetzel beschriebene Gruppe der jüngeren Garantien bezeichnend ist. Von diesen jüngeren Formen unterscheiden sich die vorliegenden jedoch durch den Rippenschwung und die sehr flachen Flanken.

Am Ende der Wohnkammer beginnen die Rippen die Externfurche in einem schwachen Bogen zu überbrücken. Die Länge der Wohnkammer beträgt etwa fünf Achtel Umgang, ihre Skulptur unterscheidet sich nicht von der des gekammerten Teiles.

Wegen der ungünstigen Erhaltung kann über die Suturlinie nichts mitgeteilt werden.

Garantia protracta am nächsten kommt *G. Garanti* d'Orb., die sich jedoch durch die stets dickeren, runderen Umgänge und geraden Rippen unterscheidet. Auch läßt sich bei *G. Garanti* mitunter ein Beginn des Vorneigens der Rippen beobachten, indem an der Nabelkante eine scharfe Biegung entsteht, die Rippen auf den Flanken jedoch gerade, nicht wie bei *G. protracta* geschwungen verlaufen.

Die Abbildungen von Douvillé, Taf. V, Fig. 1, 2 und 4, weisen einige Ähnlichkeit auf. Die Gehäuse sind ebenfalls sehr flach und hochmündig, der Rippenschwung ist jedoch verschieden, diese verlaufen mehr radial oder sichelförmig geschwungen nach vorn, nicht in einem einheitlichen nach vorn konkaven Bogen wie bei *G. protracta*.

Es wurden 12 Exemplare aus dem Lindenbruch[1]) untersucht, sämtliche aus dem grünen Oolithkalk, außerdem 5 hierhergehörige Bruchstücke von derselben Lokalität. In der Stuttgarter Nat. Sammlung liegt ferner ein Stück aus dem Subfurcatenoolith von Gosheim. Horizont: anscheinend untere Subfurcatenschichten.

Maße:

Orig. Taf. 4, Fig. 14				
Dm:	56 mm = 1	56 mm = 1	60 mm = 1	57 mm = 1
Wh:	17 » = 0,30	19 » = 0,33	20 » = 0,33	21 » = 0,36
w :	15 » = 0,26	15 » = 0,26	16 » = 0,26	18 » = 0,31
Wd:	11 » = 0,19	16 » = 0,28	16 » = 0,26	16 » = 0.28
N :	24 » = 0,42	22 » = 0,39	24 » = 0,40	18 » = 0,31

(sämtliche Stücke jedoch stark verdrückt!)

2. Gruppe der Garantia Schroederi n. sp.

Garantia Schroederi nov. spec.

Taf. 5, Fig. 2—4, Taf. 6, Fig. 7, S. 184, Fig. 7

1887/88. *Ammonites Garantianus* Quenstedt, Amm., S. 591/92, Taf. 71, fig. 1, 3, 7.
1915. *Garantia bifurcata* Douvillé, Cosmoc., Taf. IV, fig. 3, 4 (cf. auch Taf. II/2, 6 u. Taf. V/5!).

Schon Quenstedt weist darauf hin, daß bei diesen Formen die Rückenfurche viel schmaler ist als beim echten *Amm. Garantianus* d'Orb. Außerdem unterscheiden sie sich durch die Windungsverhältnisse und den Querschnitt von der flachen, hochmündigen *G. Garanti*. Die *G. Schroederi* hat rundlichen, nieder- bis sehr wenig hochmündigen Querschnitt, stets gerundete Flanken. Die Rippen teilen sich in 2 oder 3 Externrippen. Zahl und Ausbildung sind variabel. Die Seitenknoten sind stes gut entwickelt und dauern lange Zeit aus, die Externknoten verschwinden dagegen meist sehr früh,

[1]) Ein von Mascke als *Baculatoceras complanatum* etikettiertes, aber sehr schlecht erhaltenes Stück scheint ebenfalls hierherzugehören (vom Lindenbruch stammend).

so daß die enge, aber stes deutliche Externfurche von feinen Rippenenden flankiert wird. Es besteht auch hier die Neigung, die Externfurche zu überbrücken, wobei aber immer ein Abschwächen der Rippen zu bemerken ist, nie dagegen an der Externfurche ein Vor- oder Rückschwung der Rippen.

Die ersten Windungen sind sehr viel involuter als die späteren. Der Übergang vollzieht sich innerhalb eines halben Umganges sehr rasch. Die inneren Umgänge bedecken den vorhergehenden bis zum inneren Drittel, die äußeren dagegen lassen selbst die im äußeren Drittel gelegene Gabelungsstelle der Rippen frei.

Die Wohnkammer erreicht eine Länge von etwa fünf Achtel bis drei Viertel Umgänge; sie unterscheidet sich meist sehr auffallend von den übrigen Windungen, da die Rippen plötzlich weniger gedrängt stehen und sich vorwiegend in zwei Äste gabeln, während sonst Zwei- und Dreiteilung fast regelmäßig abwechseln. Auf die ganze Länge der Wohnkammer kommen so nur eine oder zwei dreigeteilte Rippen. Ein anderer Unterschied in der Gestaltung der Wohnkammer, der sich bei den Exemplaren vom Lindenbruch sehr deutlich zeigt, ist die viel weniger scharfe Ausbildung der Rippen. Während diese am gekammerten Teil blattartig scharf sind, werden sie an der Wohnkammer rundlich, verflachen und sind manchmal fast ausgelöscht. Diese Erscheinung hängt jedoch nur mit dem Erhaltungszustand zusammen, da die Wohnkammer mit dem groben, roten Eisenoolith erfüllt ist, die Dunstkammer dagegen in Kalkspat verwandelt wurden. Daraus ist ersichtlich, daß bei Beurteilung derartiger Eigenschaften stets große Vorsicht und Berücksichtigung des Erhaltungszustandes geboten ist. Die abweichende Ausbildung der Wohnkammer fand auch DOUVILLÉ an dem französischen Material bei verschiedenen Formen. Er ist anscheinend geneigt, in dieser »tachygenetischen Entwicklung« ein Geschlechtsmerkmal zu erblicken (vergl. Einleitung zur Gattung *Garantia*, S. 149).

Die Jugendstadien haben dicht stehende, zwei- oder dreigeteilte Rippen, deutliche, scharfe Knoten auf der Seite und auch mitunter auf dem Rücken bis zu einem Durchmesser von etwa 2—3 cm. Diese letzteren nähern sich dadurch stark der ebenfalls lange stachlig bleibenden *G. praecorsor* MAYER, deren Berechtigung mir jedoch zweifelhaft erscheint. *G. Schroederi* unterscheidet sich von ihr durch kreisförmigen bis niedermündigen Querschnitt. Von *G. Garanti* D'ORB. sind die jungen Exemplare nicht immer mit Sicherheit zu trennen, da auch *G. Garanti* in jugendlichen Stadien rundlichen Querschnitt bekommt.

Allein die bei *G. Garanti* breitere Rückenfurche, der stets etwas abgeflachte Rücken und die Neigung zum Vorwärtsschwung der Rippen ermöglichen eine Trennung. Schon für die ersten Windungen ist bei *G. Schroederi* die scharfe, enge, vertiefte Externfurche charakteristisch.

Die Lobenlinie nähert sich am meisten der von *G. praecursor* MAYER, ist jedoch noch weiter zerschlitzt, die einzelnen Elemente

sind noch weiter auseinandergezogen. Der kleine Auxiliarlobus ist sehr schief gestellt. Infolge der ungünstigen Erhaltung des Materials konnte die Sutur nur unvollständig zur Beobachtung gelangen. (Vergl. S. 184, Fig. 7. Lobenlinie bei Dm: 32 mm).

G. subangulata Wetzel, Taf. XII, Fig. 13 und 14, unterscheidet sich durch den Querschnitt, die Berippung und vor allem durch die mit Knoten versehene Externseite, weist aber sonst manche Ähnlichkeit auf, so daß der Anschluß an die Gruppe der jüngeren Garantien wohl in dieser Richtung zu suchen ist.

Unter dem mir vorliegenden Material sind 3 von Mascke bestimmte Stücke: *G. simplex, evoluta* und *vulgaris* Mascke. Diese 3 Formen umfassen bei weitem noch nicht den von mir als *G. Schroederi* zusammengefaßten Formenkreis. Die Unterschiede bestehen in Zahl und Ausbildung der Rippen, Einrollung und Windungsdicke, rechtfertigen aber auf Grund des sehr reichlichen Materials eine Zerspaltung in mehrere Arten m. E. nicht. Ich kann sie daher nur als Varietäten gelten lassen.

Allein vom Lindenbruch kann ich über 200 Exemplare hierherstellen. Die Mehrzahl stammt aus dem roten Eisenoolith, nur etwa 20 Stücke aus dem grünen Oolithkalk. Unter der Fauna vom Lindenbruch weist diese Art den größten Individuenreichtum auf.

Aus der Kalkbank des Osterfelds bei Goslar (vergl. Profil Mascke's) liegen 3 Stücke mit weißer Schale vor. Die Art ist auch sonst häufig, ich kenne sie noch von folgenden Fundpunkten:

Kol. Eichhorst bei Ebbendorf (Smlg. Dütting) 1 Ex.
Kol. Brinkmann bei Borgloh (Smlg. Dütting) 3 Wohnkammer Brst.
Obernbeck bei Löhne (Bl. Oeynhausen) 10 Stück.
Hellern bei Osnabrück 12 Stück (z. Tl. Smlg. Bölsche).
Insel Gristow, Pommern, 6 Stück.

Auch in Württemberg ist *G. Schroederi* viel häufiger als *G. Garanti,* die Sammlungen in Tübingen und Stuttgart enthalten reichliches Material hiervon. In Stuttgart befinden sich ferner 3 hierhergehörige Stücke von Sully (Calvados).

Horizont: ausschließlich obere Sufurcatenschichten.

Maße:

	Orig. Taf. 5, Fig. 2 Lindenbruch:	Orig. Taf. 5, Fig. 4	dasselbe Exemplar!	
Dm:	87 mm = 1	46 mm = 1	53 mm = 1	61 mm = 1
Wh:	29 » = 0,33	16 » = 0,34	18 » = 0,34	19 » = 0,31
w :	22 » = 0,25	13 » = 0,28	15 » = 0,28	17 » = 0,27
Wd:	31 » = 0,35	16,5 » = 0,35	24 » = 0,45	23 » = 0,37
N :	36 » = 0,41	17 » = 0,36	20 » = 0,37	25 » = 0,40

Orig. Taf. 6, Fig. 7					
Dm:	32 mm = 1	61 mm = 1	97 mm = 1	54 mm = 1	79 mm = 1 Schwankungen:
Wh:	0,37	0,34	0,28	0,33	0,34 0,28—0,37
w :	0,23	0,29	0,25	0,25	0,27 0,23—0,29
Wd:	0,53	0,39	0,29	0,37	0,35 0,29—0,53
N :	0,37	0,36	0,45	0,40	0,37 0,36—0,45

Orig. Taf. 5, Fig. 3 vom Osterfeld:

Dm: 38 mm = 1
Wh: 12 » = 0,31
w : 10 » = 0,26
Wd: 14 » = 0,36
N : 16 » = 0,42

Garantia uncinata QUENSTEDT

Taf. 5, Fig. 6

1887/88. *Ammonites Garantianus uncinatus* QUENSTEDT, Amm., S. 592, Taf. 71, Fig. 2.

Zu dieser Art kann ich nur 1 Exemplar vom Osterfeld bei Goslar stellen, das mit weißer Schale erhalten ist.

Die Seitenknoten sind sehr deutlich, die Rippen 2- oder 3-geteilt und auf dem Rücken, etwa 2 mm von der engen Rückenfurche entfernt, in einem plötzlichen Schwung deutlich nach rückwärts gedreht. Dies beginnt etwa bei einem Durchmesser von 15 mm, vorher sind kräftige Externknoten vorhanden, die sich dann bei Einstellung der Rückwärtsbiegung sehr rasch verflachen und ganz verschwinden. Hand in Hand damit geht eine Verengerung der Externfurche, die auf den noch mit Externknoten versehenen Windungen ziemliche Breite erreicht.

Bei dem Original von QUENSTEDT ist die charakteristische Rückbiegung der Rippenendigungen nur auf der Schale kenntlich; der Steinkern zeigt gerade absetzende Rippen, ganz wie *G. Schroederi*.

Es muß dahingestellt bleiben, ob diese Art überhaupt zu Recht besteht. Die Beziehungen zu *G. Schroederi* sind sehr enge, Windungsverhältnisse und Rippenschwung stimmen durchaus überein. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Rückbiegung der Rippen nur eine Krankheitserscheinung darstellt.

Horizont: obere Subfurcatenschichten.

Maße
des Orig. Taf. 5, Fig. 6:

Dm: 25 mm = 1
Wh: 9 » = 0,36
w : 6 » = 0,24
Wd: 10 » = 0,40
N : 12 » = 0,48

Garantia crassa nov. spec.

Taf. 6, Fig. 1, 2

1887/88. *Ammonites Garantianus* QUENSTEDT, Amm., S. 592, Taf. 71, Fig. 8.
Vergl. 1915. DOUVILLÉ, Cosm., Taf. 2, fig. 7! (*G. bifurcata* Z.)

Schon bei *G. Schroederi* bestand die Neigung an der Wohnkammer die Zahl der Rippen zu vermindern. Dieses Merkmal ist noch mehr ausgeprägt bei sämtlichen Umgängen von *G. crassa*. Es handelt sich um Formen mit fast kreisförmigem Querschnitt, schön gerundeten Umgängen, die sich durch sehr grobe, wulstige Rippen auszeichnen. Dem Erhaltungszustand entsprechend sind die Rippen auf den inneren Umgängen lamellenartig scharf, besitzen deutliche,

grobe Seitenknoten, auf dem Rücken dagegen in der Nähe der Furche sind die Externrippen breit leistenförmig erhöht.

Die inneren Umgänge sind sehr evolut, werden aber dann im Laufe der Entwicklung ganz wie bei *G. Schroederi* sehr rasch weitnabeliger, so daß das Wohnkammerende deutlich verengt ist.

Die Rippen der Wohnkammer gabeln sich im äußeren Drittel der Flanken ziemlich regelmäßig in zwei weit auseinandergespreizte Äste, die an der nunmehr flachen Externfurche ohne Erhöhung oder Knotenbildung endigen.

Die Zahl der Rippen beträgt auf dem halben Umgang 10—12, auf den inneren Umgängen nicht mehr.

Die Lobenlinie ließ sich nirgends deutlich beobachten, doch scheint die Zerschlitzung äußerst gering bemessen zu sein.

Quenstedt: Amm., Taf. 71, Fig. 8, stimmt im Charakter der Rippen, den Windungsverhältnissen und der Ausbildung des Rückens gut überein. Beim Vergleich ist zu bemerken, daß die Abbildung des Rückens irreführend ist. Das Originalstück weist einen breiteren Rücken auf, dessen Furche nicht so glatt ist, wie die Abbildung zeigt. Das Wohnkammerende ist gleichfalls verengt.

Der Unterschied von *G. Schroederi* besteht in der Ausbildung der Rippen, die bei *G. crassa* spärlicher und gröber sind, der Externseite (bei *G. crassa* andere Rippenendigungen an jungen Umgängen und Neigung zur Abflachung) und in der Einrollung, da bei *G. crassa* stets ein ziemlich tiefer Nabel auftritt, der zu Formen wie *G. inflata* überleitet.

Es liegen mir vor: 8 Steinkerne vom Lindenbruch, darunter einer aus dem grünlichen Oolithkalk. Ferner ein Bruchstück in einer Geode von Hellern (Smlg. Bölsche). Aus Württemberg kenne ich diese Art von Reichenbach.

Horizont: obere Subfurcatenschichten.

Maße:

Orig. Taf. 6, Fig. 1	Orig. Taf. 6, Fig. 2		
Dm: 50 mm = 1	40 mm = 1	69 mm = 1	58 mm = 1
Wh: 18 » = 0,36	17 » = 0,42	20 » = 0,28	20 » = 0,34
w : 13 » = 0,26	12 » = 0,30	19 » = 0,27	16 » = 0,27
Wd: 21 » = 0,42	19 » = 0,47	25 » = 0,36	22 » = 0,37
N : 19 » = 0,38	11 » = 0,27	30 » = 0,43	22 » = 0,37

Garantia inflata nov. spec.

Taf. 6, Fig. 10, Taf. 7, Fig. 3—7 S. 184, Fig. 8—10

Diese Form zeichnet sich dadurch aus, daß das Dickenwachstum der Umgänge sehr rasch zunimmt, so daß tiefgenabelte, niedermündige Formen entstehen.

Interessant ist es, daß diese Niedermündigkeit in der Ontogenie schon sehr früh auftritt: Schon bei einem Durchmesser von 12 mm sind Formen erreicht, die sehr an *Reineckeia* erinnern. (Vergl. S. 184, Fig. 10, Querschnitt.) Insbesondere treten in diesen früheren Stadien bis zu einem Durchmesser von etwa 30 mm die Seitenknoten sehr deutlich hervor, so daß der flache Rücken an einer deutlichen

Kante absetzt. Die Rückenfurche ist seicht und schmal, die Externrippen enden daran leicht vorgeschwungen ohne Anschwellung. Die Ähnlichkeit mit *Reineckeia* kann ganz frappierend werden, als Unterscheidungsmerkmal außer der Lobenlinie läßt sich nur der gröbere Rippencharakter und weniger geradlinige Begrenzung der Externfurche bei *Garantia inflata* feststellen. Diese Konvergenz tritt jedoch nicht immer im gleichen Maße auf, es findet häufig auf den späteren Umgängen eine Abrundung der Flankenknotenkante statt, so daß der Querschnitt wiederum rundlich und mehr garantienartig wird. Solche Typen kommen dann, abgesehen von der Dicke der Umgänge, *G. Schroederi* am nächsten.

Es ist sehr bedeutsam, daß im Laufe der Entwicklung dieser Form Erscheinungen auftreten, die später im Callovien Kennzeichen der Gattung *Reineckeia* werden. Es ist dies ein weiterres Beispiel für die Erscheinung, die DOUVILLÉ »variation prémonitoire« genannt hat.

Die Berippung wechselt wie stets bei der Gattung *Garantia* individuell sehr. In der Jugend ist sie dichter und feiner als im Alter. Insbesondere kann die Wohnkammer sich vom gekammerten Teil durch besonders grobe und weitstehende Rippen unterscheiden. Bei einem Exemplar nimmt ferner am Ende der grobberippten Wohnkammer die Involubilität sehr rasch ab, so daß das Ende der Wohnkammer im Gegensatz zu der ganzen übrigen Entwicklungstendenz verhältnismäßig hochmündig wird und sich sehr *Garantia Schroederi* nähert. (Atavistischer Rückschlag!)

Die Lobenlinie ist an den beiden Bruchstücken von Hellern ausgezeichnet erhalten. (Vergl. S. 184, Fig. 8, bei Dm: 25 mm. Fig. 9, bei Dm: 40 mm. Lobenlinie von *Garantia inflata* n. sp. von Hellern.) Der Mediansattel nimmt die ganze Breite der Externfurche ein, ist nicht ganz halb so hoch wie der Externsattel. Die Zerschlitzung ist ziemlich stark, insbesondere besteht die Neigung, diese senkrecht zur Lobenachse durchzuführen. Der zweite Laterallobus ist klein und wenig tief und wird von dem ersten Auxiliarlobus an Tiefe übertroffen. Letzterer ist im Gegensatz zu seiner sonstigen Anordnung bei *Garantia* hier nicht sehr schief gestellt, sondern verläuft fast parallel den übrigen Lobenelementen. Der Internsattel ist hoch und schmal, der Internlobus ist sehr tief und einfach gegliedert.

Hierher rechne ich 30 Exemplare aus dem roten Eisenoolith vom Lindenbruch bei Harzburg. Von anderen norddeutschen Fundpunkten:

2 Bruchstücke Kol. Eichhorst bei Ebbendorf (Smlg. DÜTTING) (Internsattel hier etwas breiter, der erste Auxiliarlobus ebenfalls tiefer als der zweite Laterallobus).

2 Stück Hellern (Smlg. BÖLSCHE) mit deutlich betonten Seitenknoten.

2 Stück Hellern (Smlg. HAACK), Flanken gerundet, allmählicher Übergang in den Rücken.

2 Bruchstücke Hellern (Orig. Taf. 7, Fig. 6, 7, S. 184, Fig. 8, 9, Smlg. HAACK).

1 Bruchstück Kol. Brinkmann bei Borgloh (Smlg. Dütting).
1 Stück Bethel bei Bielefeld, Subfurcatenschichten.
1 Bruchstück Bad Essen (Wiehengebirge), Bachriß südwestlich Haus Waldeck (Bl. Levern, G. A. 40/37).
3 Stücke Insel Gristow, sehr typisch mit Seitenknoten, ohne Externknoten.

In der Stuttgarter Sammlung befindet sich ferner ein hierher gehöriges Stück von May (Calvados).

Horizont: Obere Subfurcatenschichten.

	Orig. Taf. 7, Fig. 3	Orig. T. 7, F. 4	Orig. Taf. 6, Fig. 10	
	Hellern:	Lindenbruch:		
Dm:	45 mm = 1	73 mm = 1	40 mm = 1	35 mm = 1	45 mm = 1
Wh:	17 » = 0,37	26 » = 0,35	14,5 » = 0,36	15 » = 0,42	15 » = 0,33
w :	12 » = 0,26	18 » = 0,24	11,5 » = 0,28	9 » = 0,25	13 » = 0,28
Wd:	22 » = 0,48	32 » = 0,43	22 » = 0,55	21 » = 0,60	19 » = 0,42
N :	16 » = 0,35	29 » = 0,40	14 » = 0,35	11 » = 0,31	17 » = 0,37
				dasselbe Exemplar!	

Orig. Taf. 7, Fig. 5:	Orig. Taf. 7, Fig. 6:
Dm: 25 mm = 1	Wh: 12 mm
Wh: 9 » = 0,36	Wd: 20 »
w : 8 » = 0,32	Orig. Taf. 7, Fig. 7:
Wd: 18 » = 0,72	Wh: 8 mm
N : 8 » = 0,32	Wd: 13 »

Garantia conjugata Quenstedt

Taf. 6, Fig. 5, 6, S. 184, Fig. 11

1887/88. *Ammonites Garantianus conjugatus* Quenstedt: Amm. S. 593, Taf. 71, Fig. 10.

Die Übereinstimmung mit dem Original von Quenstedt ist im allgemeinen sehr gut, nur zeichnet sich dieses durch eine extreme Dicke der Umgänge aus, die meine Exemplare nie erreichen. Das wesentliche Merkmal ist jedoch das völlige Überbrücken des Rückens durch die groben Rippen, so daß die Rückenfurche meist völlig verloren geht. An ihre Stelle tritt nur eine kleine Verschwächung der Rippen, so daß die Furche nur mehr als Eindellung im Rückenprofil in Erscheinung tritt. Daß diese Formen trotz dem Fehlen eines wesentlichen *Garantia*-Merkmales dennoch echte Garantien sind, zeigen die inneren Umgänge, die die Rückenfurche deutlich aufweisen. Bei einem Exemplar von 66 mm Durchmesser hat die Wohnkammer rundere, schwächere und weniger gedrängt stehende Rippen als der gekammerte Teil, die auf der Externseite ebenfalls im Gegensatz zum gekammerten Teil wieder von einer Externfurche unterbrochen werden. Man könnte hier von einem Atavismus in der Ontogenie sprechen.

Die Rippen stehen verschieden dicht, doch ist hierauf wenig Wert zu legen, da die Wohnkammer sich meist anormal verhält und in dem einen Falle mehr Rippen, im andern jedoch weniger als der gekammerte Teil enthält. Auch der Schwung der Rippen ist etwas verschieden: bei älteren Windungen findet vor der Gabelungsstelle gern ein Zurückbiegen statt, so daß ein nach vorn konkaver Bogen entsteht. Dies bleibt jedoch nicht dauernd gewahrt, es stellt sich im

Lauf der Entwicklung die Tendenz heraus, die Rippen mehr und mehr in einem nach vorn konkaven Bogen vorzuwerfen.

Die Lobenlinie zeichnet sich durch eine feine Zerschlitzung aus. Der erste Laterallobus ist fast etwas tiefer als der Externlobus. Der zweite Laterallobus und der etwas schief gestellte einfache Auxiliarlobus treten dagegen ganz zurück. (Vergl. S. 184, Fig. 11. Lobenlinie von *Garantia conjugata* Qu. bei Dm: 35 mm.)

Über die Beziehungen zu *Garantia densicostata* siehe diese!

Es liegen mir 8 Exemplare vor, davon 6 aus dem roten und 2 aus dem grünen Oolithkalk vom Lindenbruch. Die zwei Stücke aus dem grünen Oolith unterscheiden sich etwas von den anderen, da bei ihnen die Flankenrippen sich öfters in 3 Äste gabeln. Diese Dreiteilung ist auch bei den andern 6 Exemplaren mitunter zu beobachten, wenn auch etwas seltener.

Maße:

Orig. Qu. 71/10:	Orig. Taf. 6, Fig. 5 Lindenbruch:	Orig. Taf. 6, Fig. 6:
Dm: 60 mm = 1	65 mm = 1	48 mm = 1
Wh: 20 » = 0,33	23 » = 0,35	18 » = 0,37
w : 15 » = 0,25	16 » = 0,24	15 » = 0,31
Wd: 25 » = 0,41	22 » = 0,33	17 » = 0,35
N : 25 » = 0,41	26 » = 0,40	15 » = 0,31

Garantia densicostata Quenstedt

Taf. 6, Fig. 8, 9, Taf. 7, Fig. 1, 2, S. 184, Fig. 12, 13

1887/88. *Ammonites Garantianus densicostatus* Quenstedt: Amm. S. 593, Taf. 71, Fig. 9.
1915. *Garantia densicostata* Douvillé: Cosmoc. p. 18, t. III, f. 1, 2 und t. IV, f. 1, 2; non Taf. II, Fig. 2!
vergl. 1923. *Garantia densicostata* Fallot-Blanchet: Terr. jur. Cardó, p. 119, t. II, f. 14.

Das schlechte Bruchstück von Fallot-Blanchet darf nur mit Vorbehalt hierhergestellt werden, ebenfalls ist die Zuteilung von Douvillé, II/2, wohl nicht gerechtfertigt.

Die beiden Varietäten, die Douvillé unterscheiden konnte, finden sich auch hier:

1. Varietät mit starker Skulptur: Rippen sehr scharf, Gabelungsknoten bei einem Durchmesser von 64 mm noch deutlich, Gabelung der Rippen meist in 3 Äste, manchmal nur in 2. Außerdem mitunter Schaltrippen. An der Externfurche sind die Rippen ein klein wenig nach hinten abgebogen, die Furche ist eng und undeutlich, da die Rippen nicht immer ganz aussetzen und besonders gegen das Ende der Wohnkammer zu die Furche etwas abgeschwächt überqueren.
2. Varietät mit dünner Berippung: Insbesondere Externrippen sehr schwach, oft fast gänzlich ausgelöscht. Der Rücken ist schön gerundet, ohne eine deutliche Externfurche. Die Rippen sind an der Stelle der Externfurche etwas nach hinten gebogen, in der Profilansicht ist jedoch eine leichte Eindellung noch deutlich zu erkennen (vergl. S. 184, Fig. 12, Externseite). Die Nabelrippen sind etwas kräftiger und schwellen an der

Gabelungsstelle mitunter ein wenig an. Sonst sind sie jedoch stachellos. Die Gabelung erfolgt meist in 3 Rippen, seltener nur in zwei, dazwischen finden sich häuig Schaltrippen, so daß auf eine Nabelrippe bis zu 4 Externrippen kommen.

Die Lobenlinie zeichnet sich durch einen sehr großen zweiten Laterallobus aus, der den ersten Laterallobus an Masse übertrifft. (Vergl. S. 184, Fig. 13, Lobenlinie bei Dm: 50 mm.)

Die Wohnkammer unterscheidet sich in keinem Falle von der übrigen gekammerten Schale, was auch schon Douvillé betonte.

Das Original von Quenstedt, Taf. 71, Fig. 9, gehört der Varietät mit dünner Berippung an. Die feinen dünnen Rippen teilen sich in 2 oder 3 Äste, dazwischen treten noch 1—2 Schaltrippen auf. Am Ende der Wohnkammer überbrücken die Rippen den Rücken mit nur geringer Unterbrechung oder Abschwächung, dabei sind sie etwas nach hinten ausgebogen.

Was das Lager des Quenstedt'schen Originales anbetrifft, so führt Quenstedt im Atlas selbst Braunjura δ von Laufen an, so daß die Horizontangabe im Text (Br. J. ε) ohne Ortsangabe (S. 593) wohl auf ein Versehen zurückzuführen ist. Douvillé wird mit seiner Beanstandung somit wohl Recht haben (Cosm. S. 18).

Die Varietät mit starker Skulptur weicht ziemlich vom Original Quenstedt's ab, aber es scheint mir nicht angebracht, hierfür einen besonderen Namen zu gebrauchen.

Die Beziehungen zu *Garantia conjugata* Qu. sind sehr eng: bei der schwach berippten Varietät ist die Rippenfurche stets sehr wenig markiert, doch unterscheidet sich *G. densicostata* von *G. conjugata* durch die zahlreicheren, feineren Rippen, *G. conjugata* besitzt viel stärkere Skulptur als selbst die grob berippte Varietät von *G. densicostata*.

Beziehungen zu *Garantia baculata*, wie sie Douvillé, V/3, und Fallot-Blanchet anzunehmen geneigt sind, kann ich nicht auffinden. Die Gestaltung des Rückens ist gänzlich verschieden. Die als Übergang gedeutete Form von Douvillé, V/3, hat mit *G. densicostata* nichts zu tun. Sie könnte nach der Seitenansicht ohne Bedenken noch zu *G. Garanti* d'Orb. gestellt werden. Die Rückenansicht wird leider nicht gegeben.

Es liegen mir 14 Exemplare vor, sämtliche aus dem Lindenbruch bei Harzburg. 8 davon stammen aus dem grünen, 6 aus dem roten Oolithkalk. Außerdem ist ein Wohnkammerbruchstück vom Siechenbach oberhalb Hidessen bei Detmold hierher zu stellen. Auch hier ist deutlich das Rückbiegen der Externrippen zu sehen, Schaltrippen sind sehr häufig.

Maße:

Orig. Taf. 7, Fig. 2 Lindenbruch:	Orig. Taf. 6, Fig. 9:	Orig. Taf. 6, Fig. 8:	Orig. Taf. 7, Fig. 1:
Dm: 64 mm = 1	50 mm = 1	45 mm = 1	85 mm = 1
Wh: 23 » = 0,36	15 » = 0,30	15 » = 0,33	26 » = 0,30
w : 16 » = 0,25	13 » = 0,26	14 » = 0,31	23 » = 0,26
Wd: 23 » = 0,36	17 » = 0,34	20 » = 0,44	29 » = 0,34
N : 25 » = 0,39	22 » = 0,44	16 » = 0,35	36 » = 0,42

Garantia rhomboidea nov. spec.

Taf. 5, Fig. 5, Taf. 6, Fig. 3, 4, S. 184, Fig. 14

Diese Formen zeichnen sich durch einen hochmündigen, fast rechteckigen Querschnitt aus. (Vergl. S. 184, Fig. 14, Querschnitt.) Die Flanken sind flach und parallel bis zum Gabelungspunkt. Von hier ab neigen sie sich ein wenig dachförmig zusammen, um sodann rasch in den abgeplatteten Rücken überzugehen.

Die Seitenknoten sind bis zu einem Durchmesser von 4—5 cm gut betont, die Externknoten treten dagegen zurück. Sie bestehen entweder nur aus einer flachen Verbreiterung der Rippenenden oder aber stoßen die Rippen unvermittelt an der deutlich eingesenkten Externfurche ab. Die Rippen teilen sich im äußeren Drittel der Flanken in den meisten Fällen in 2 Externrippen, nur bei einigen dicht- und feinrippigeren Exemplaren erfolgt öfters auch eine Dreiteilung. Der Rippencharakter ist innerhalb dieses Formenkreises nicht konstant, es wechseln dicke, grobe mit feinen, scharfen oder feinen, gerundeten Rippen ab. Ganz allgemein sind die Rippen gerade, wenig geschwungen.

Nahestehend ist *Garantia Schroederi* n. sp., die sich jedoch durch den runden Querschnitt unterscheidet.

Die Lobenlinie konnte nirgends beobachtet werden.

Die Wohnkammer weist mitunter eine etwas verschiedene Skulptur auf, indem auf ihr die Rippen weniger gedrängt stehen und sich manchmal ungeteilte Rippen vorfinden. Die Externfurche ist schmal und vertieft, ganz wie bei *Garantia Schroederi*.

Es wurden untersucht: 14 Exemplare und 4 Bruchstücke, sämtliche aus den roten Oolithen des Lindenbruchs, ferner ein junges Stück vom Osterfeld bei Goslar.

Douvillé, Taf. V, Fig. 6, scheint in die Nähe dieser Formen zu gehören, soweit dies ohne Rückenansicht festgestellt werden kann.

In Württemberg bisher noch nicht angetroffen.

Horizont: Obere Subfurcatenschichten.

Maße:

	Orig. Taf. 6, Fig. 3 Lindenbruch	Orig. Taf. 5, Fig. 5	Orig. Taf. 6, Fig. 4
Dm:	46 mm = 1	45 mm = 1	41 mm = 1
Wh:	16 » = 0,34	17,5 » = 0,38	16 » = 0,39
w :	13 » = 0,28	13 » = 0,28	12 » = 0,29
Wd:	17 » = 0,36	17 » = 0,37	13 » = 0,31
N :	17 » = 0,36	15,5 » = 0,34	13 » = 0,31

3. Gruppe der jüngeren Garantien

Garantia alticosta Wetzel

1911. *Garantiana alticosta* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 169, Taf. XII, Fig. 1—7.

Hierzu gehört eine Wohnkammer von Ihme (Bl. Hannover G. A. 41/39).

Die Externfurche ist bis zuletzt sehr deutlich ausgeprägt, die

Rippen überbrücken sie nur sehr schwach. Die Beschreibung von Wetzel stimmt sonst gut überein.

Interessant ist die Erscheinung, daß eine kurze Strecke weit (etwa 2 cm) die Rippenenden plötzlich alternieren, so daß auf einer Seite eine Rippe ganz in Wegfall kommt. Vor dieser Veränderung entsprechen sich die beiden Zinken der Gabelrippen der beiden Seiten, nachher stehen die Äste einer Gabelrippe der einen Seite zwei Zinken verschiedener Flankenrippen der anderen Seite gegenüber.

Horizont: Untere und obere Parkinsonienschichten nach Wetzel.

Garantia cf. **alticosta** Wetzel

Ein Stück aus Oberschlesien ohne Fundort (wahrscheinlich jedoch Bodzanowitz) aus der Sammlung Rehbinder, stark zerdrückt, kann wegen der groben, etwas nach vorn geschwungenen Rippen in die Nähe von *G. alticosta* Wetzel gestellt werden.

Garantia subangulata Wetzel

1911. *Garantiana subangulata* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 171, Taf. XII, Fig. 10—12.

Ein Stück von Bethel bei Bielefeld läßt sich mit der Wetzelschen Art in Beziehung bringen.

Die Rippen sind ziemlich scharf, am Nabelabfall etwas nach vorn geneigt, teilen sich sehr regelmäßig in 2 Externrippen, die kaum nach vorn geschwungen sind, so daß sie an der Medianrinne fast gerade aufeinanderstoßen. Am Gabelungspunkt erhebt sich bis zuletzt ein scharfes Knötchen.

Die Rückenknoten sind massig und stumpf, die Medianrinne ist flach und durch etwas nach hinten gebogene Ausläufer der Externknoten verengt.

Der Querschnitt ist rundlich, die Flanken sind ziemlich flach, die Externseite ist dachförmig abgeschrägt. Die Lobenlinie kam nicht zur Beobachtung. Das Ende der Wohnkammer wird etwas evoluter und zugleich seitlich zusammengepreßt.

Von *Garantia alticosta* unterscheidet sich die vorliegende Form durch die nicht nach vorn geneigten Externrippen. Außerdem steht auch *Garantia crassa* n. sp. nahe, doch unterscheidet sich diese durch weniger zahlreiche, gröbere, wulstige Rippen, rundere Flanken und abweichende Externseite.

Garantia subangulata vermittelt wohl den Übergang zu der Gruppe der älteren Garantien. Ihr genaues Lager ist leider weder bei Wetzel's Stücken noch bei dem vorliegenden festzustellen.

Maße:

Dm:	73 mm	= 1
Wh:	25 »	= 0,34
w :	21 »	= 0,28
Wd:	23 »	= 0,31
N :	27 »	= 0,37

Garantia cyclogaster Wetzel

1911. *Garantiana cyclogaster* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 174, Taf. XIII, Fig. 1. u. 2.

Hierher gehört ein Stück aus einer Geode vom Tangenbach bei Horn (G. A. 54/10), die Wohnkammer ist z. Tl. verdrückt und abgerieben.

Außer der Bescheibung von Wetzel von *G. cyclogaster* ist auch *G. suevica* Wetzel bei Quenstedt: Amm., Taf. 71, Fig. 15, zu vergleichen. Beide stehen zweifellos sich sehr nahe.

Die Flanken sind etwas stärker gewölbt als 71/15, die Berippung ist etwas dichter, die Externseite mehr gerundet. (Die Externseite T. 71/15 ist übrigens übertrieben breit dargestellt!)

Es finden sich fast nur Gabelrippen, seltener Einzelrippen. Die Rippenstiele sind sigmoid gekrümmt, auf der Wohnkammer immer mehr nach vorn geneigt. Die Externrippen sind in nach vorn offenem Bogen nach vorn geschwungen und bilden neben der schmalen Externrinne einen schwachen Knoten.

Die Lobenlinie ließ sich nicht beobachten.

Die Berippung des vorliegenden Stückes ist etwas schwächer als bei der Abbildung von Wetzel. Die Beziehungen zu *G. suevica* sind sehr eng, und es muß fraglich bleiben, ob bei größerem Material eine Arttrennung aufrecht erhalten bleiben kann.

Garantia depressa Wetzel

1911. *Garantiana depressa* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 177, Taf. XIII, Fig. 5, 6.

Ein Steinkern von Bethel kommt der Wetzel'schen Beschreibung am nächsten.

Die Flanken gehen allmählich in schöner Rundung in den Rücken über, wo die Rippen an der engen, nicht vertieften Externfurche ohne Knoten endigen. An der Furche selbst sind sie etwas stärker nach vorn gebogen als dem allgemeinen Vorschwung entspricht, so daß eine hackenartige Verbindung der Rippenenden erfolgen kann.

Maße:

Dm:	25 mm	= 1
Wh:	9,5 »	= 0,38
w :	5,5 »	= 0,22
Wd:	12 »	= 0,48
N :	10 »	= 0,40

Aus der Sammlung Brauns stammt ein Bruchstück von Greene, Bl. Einbeck (G. A. 55/10) mit flachen Flanken, breiterer Externrinne und schwachen Externknoten.

Von Lechstedt (Bl. Dingelbe 41/53) liegt ein Bruchstück mit rundlichem Rücken, steilem Nabelabfall und schwachen Externknoten vor.

Aus den Parkinsonienschichten von Eimen (Bl. Dassel 55/9), ebenfalls aus der Sammlung Brauns, stammt ein abgeriebenes Wohnkammerbruchstück. Flanken und Externseite sind sehr flach, die Rippen rundlich, wenig heraustretend, gegen das Ende der Wohnkammer bei geradem Verlauf stark nach vorn geneigt.

3 Wohnkammerbruchstücke und ein Steinkern fanden sich bei der alten Ziegelei Penterknapp, Bl. Westerkappeln (G. A. 39/40). Sie unterscheiden sich vom Wetzel'schen Typus durch eine breite Externfurche, die sehr an *G. baculata* erinnert. Die Rippenenden sind jedoch nach vorn geneigt. Von *G. Pompeckji* Wetzel sind sie durch die gerundeten Flanken und die Größe unterschieden (Dm.: 38 mm).

Diese Form hat nach Wetzel ihr Lager in den unteren Parkinsonienschichten.

Garantia Pompeckji Wetzel

1911. *Garantiana Pompeckji* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 179, Taf. XII, Fig. 9—14.

Ein Steinkern in einer Geode aus den unteren Parkinsonienschichten der Bodelschwingh'schen Ziegelei bei Bielefeld stimmt insbesondere mit Wetzel XII/9 und 10 überein.

Ein weiterer Steinkern von Bethel (Geol. Inst. Tübingen) weist eine etwas gerundetere Externseite auf als bei Wetzel, Fig. 10.

Garantia subgaranti Wetzel

S. 184, Fig. 15

1911. *Garantiana subgaranti* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 175, Taf. XII, Fig. 3 u. 4.

Ein Steinkern mit Wohnkammer, dessen innere Umgänge verdrückt sind, in einer Geode von Bethel bei Bielefeld stimmt sehr genau mit der Beschreibung von Wetzel überein.

Die Wetzel unbekannte Wohnkammer unterscheidet sich nicht wesentlich von den übrigen Windungen. Die Knötchen neben der Externfurche bleiben bis zum Schluß sehr deutlich, die Furche wird ganz allmählich enger und schließlich von den 4—5 letzten Externrippen bogenförmig überbrückt.

Ein zweites Stück von Bethel bei Bielefeld hat eine sehr breite Medianrinne, von spitzen Knoten umsäumt. Der Rücken ist insgesamt etwas breiter als bei dem Querschnittsbild bei Wetzel.

Die Lobenlinie zeigt ein weiteres Stück von Bielefeld mit flachen Flanken, gerundeter Externseite und breiter Medianrinne. (Vergl. S. 184, Fig. 15, Lobenlinie bei Dm: 41 mm.) Sie ist ganz mit Wetzel's Beschreibung übereinstimmend. (Geol. Inst. Tübingen.)

Das Lager dieser Form ist in den unteren Parkinsonienschichten.

Maße:

	Exempl. 1:	Exempl. 2:
Dm:	75 mm = 1	48 mm = 1
Wh:	30 » = 0,40	18,5 » = 0,38
W :	19 » = 0,25	12 » = 0,25
Wd:	25 » = 0,33	17 » = 0,35
N :	26 » = 0,34	17,5 » = 0,36

Garantia cf. subgaranti Wetzel

4 Wohnkammerbruchstücke, z. T. stark deformiert, aus Oberschlesien (Bodzanowitz und ohne Fundort) stimmen im Allgemeinen mit *Garantia subgaranti* W. überein. Die Flanken sind jedoch etwas mehr gewölbt.

Garantia Wetzeli Trauth

Taf. 8, Fig. 1

1887. *Ammonites Parkinsoni densicosta* Quenstedt, Amm. S. 604, Taf. 72, Fig. 1.
1911. *Garantiana* cf. *densicosta* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 161, Taf. XI, Fig. 4—7.
1923. *Garantia Wetzeli* Trauth, Dogg. Lainz. Tierg., S. 239.
non Quenstedt, Amm. Taf. 72, Fig. 2!

Wie schon bei Trauth S. 239 angegeben, unterscheiden sich die beiden Originale von Quenstedt, Taf. 72, Fig. 1 und 2, wesentlich nicht nur durch die Berippung, sondern auch durch die Gestaltung der Externseite. Ich sehe nach eingehenderer Beschäftigung mit dieser Materie nunmehr keine Bedenken Quenstedt 72/1 bei der Gattung *Garantia* zu belassen, muß aber daran festhalten, 72/2 als *Parkinsonia densicosta* Qu. zu bezeichnen. Ferner halte ich es für angebracht, die von Wetzel, XI/Fig. 4—7, abgebildeten Stücke trotz kleiner Unterschiede mit dem Original Quenstedt 71/1 unter dem von Trauth vorgeschlagenen Namen *G. Wetzeli* zu vereinigen.

Zu dieser Art gehört ein Stück von Hadderbaum bei Bielefeld (G. A. 40/56) mit deutlicher und ziemlich breiter Furche. Es schließt sich mehr an die Abbildungen von Wetzel als an das Original von Quenstedt an.

Von Bethel bei Bielefeld gehören hierzu: eine Wohnkammer in einer Toneisensteingeode (Sammlung P. G. Krause), ein vollständiges Stück und ein Bruchstück (Sammlung Haack).

2 Wohnkammerbruchstücke vom Tangenbach bei Horn (G. A. 54/10) zeigen ebenfalls die dichte Berippung und den charakteristischen Rippenschwung, eine breite Externfurche und flache Flanken.

Von *Garantia Quenstedti* Wetzel (Qu., Amm. 72/3) unterscheidet sich *Garantia Wetzeli* Trauth durch dichtere und feinere Berippung, rundere Umgänge und kräftigere Externknoten. Quenstedt, Amm. 72/1, weicht etwas ab durch noch feinere Berippung und flachere Flanken.

Maße:

Orig. Taf. 8, Fig. 1:
Dm: 50 mm = 1
Wh: 15 » = 0,30
w : 12 » = 0,24
Wd: 16 » = 0,32
N : 23 » = 0,46

Garantia tetragona Wetzel

S. 184, Fig. 16, 17

1911. *Garantiana tetragona* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 163, Taf. XI, Fig. 8—10.

Es liegen meist nur Wohnkammerbruchstücke von zahlreichen Fundpunkten vor, die ausgezeichnet mit der Beschreibung bei Wetzel übereinstimmen. Fundorte: Bethel bei Bielefeld (40/56) 1 Exemplar von 120 mm Durchmesser, leider verkiest, dadurch undeutliche, grobe, wulstige Rippen. Ferner 1 Wohnkammerbruchstück. Tangenbach bei Horn: 3 Bruchstücke. Grobe, wulstige Rippen, eines davon sehr dick,

an der Mündung noch breiter als hoch, die inneren Windungen jedoch ganz mit *G. tetragona* übereinstimmend.

Siechenbach oberhalb Hiddesen bei Detmold: 2 Bruchstücke, ausgezeichnet durch den viereckigen Querschnitt. (Vergl. S. 184, Fig. 16, Querschnitt, Fig. 17, Seitenansicht von *Garantia tetragona* vom Siechenbach.) Die Rippen beginnen die Externfurche zu überbrücken, und neigen sich gleichzeitig mehr und mehr nach vorn. Essenerberg, Blatt Osterkappeln (39/42): 4 Wohnkammerbruchstücke. Schweinestallsberg bei Flechtorf (42/39): 1 Wohnkammerbruchstück unterscheidet sich von den übrigen Stücken durch feinere Rippen und nähert sich somit *Garantia Wetzeli* Trauth und *G. Quenstedti* Wetzel. Von beiden ist es aber durch den Querschnitt unterschieden, der ziemlich dick ist und die größte Dicke im innern Drittel der Flanken aufweist.

2 Bruchstücke von Bodzanowitz (78/2), davon das eine aus einem roten Sandstein stammend. Es ist ein Steinkern mit deutlicher Einsenkung an der Gabelungsstelle und sehr flachem Rücken. Die Rippen neigen sich gegen das Ende der Wohnkammer sehr stark nach vorn, so daß sie schließlich mit dem Radius einen Winkel von 40° bilden. Das andere größere Stück ist etwas verdrückt und zeigt diesen Vorschwung weniger ausgesprochen.

Garantia cf. tetragona Wetzel

Von Hildesheim (41/52) liegt mir ein sehr schlecht erhaltenes, abgeriebenes Stück vor, das nur mit Vorbehalt hierher zu stellen ist. Es gehört jedoch sicher zu der Gruppe der jüngeren Garantien.

Garantia dubia Quenstedt

1846. *Ammonites Parkinsoni dubius* Quenstedt, Cephalop. S. 147, Taf. 11, Fig. 9.
1886. » *dubius* Krimmel, Braunjura Epsilon, S. 29.
1887. » » Quenstedt, Amm. S. 601, Taf. 71, Fig. 28, 30—32.
1908. *Cosmoceras dubium* Borissjak, Donez-Jura, S. 80, Taf. II, Fig. 12, 14, IX, 4.
non III/13, IX/3!
1911. *Cosmoceras dubium* Rollier, Faciès d. Dogger, S. 291.
1911. *Garantiana dubia* Wetzel, Park. Teut. Wald, S. 168.
non 1858 *Amm. dubius* Quenstedt, Jura, S. 406, Taf. 55, Fig. 18, S. 402, Taf. 72, Fig. 3.
non 1884 *Amm. Parkinsoni dubius* Behrendsen, Cephalop. Hildesheim, S. 14.

Wetzel hat darauf hingewiesen, daß die Abbildung von Quenstedt: Ceph., Taf. 11, Fig. 9, nicht mit Amm., Taf. 71, Fig. 30 bis 32, übereinstimmt. Es schlägt daher vor, den Artnamen von 71/30 zu ändern. Dagegen kann Amm., Taf. 71/28 an Ceph., Taf. 11/9, angeschlossen werden, dessen innere Windungen gut mit 71/30—32 übereinstimmen, so daß m. E. eine Trennung nicht angebracht ist. Quenstedt, Jura, Taf. 55, Fig. 18 und Taf. 72, Fig. 3, gehören jedoch, wie Wetzel richtig betont, einen ganz anderen Typ an, der am ehesten mit *Garantia minima* Wetzel in meiner etwas erweiterten Fassung

zu vergleichen ist[1]). BORISSJAK, Taf. II/13, ist so extrem niedermündig und grob und spärlich berippt, daß eine Zugehörigkeit zur Gattung *Garantia* nicht in Frage kommt. Am meisten stimmt *Strenoceras latidorsatum* damit überein.

Garantia dubia QUENSTEDT zeichnet sich durch ziemlich dicht stehende, regelmäßig zweigeteilte Rippen aus, zwischen die sich mitunter Einzelrippen schalten. Von der Nabelkante aus sind die Rippen in gerader Linie nach vorn geneigt, auf dem Rücken ist der Vorschwung jedoch sehr mäßig. An der Gabelungsstelle bilden sie einen feinen Knoten, der z. Tl. früh verschwindet, während sich die ebenfalls feine Externknotenreihe bis zum Wohnkammerende deutlich markiert.

Die Externfurche ist in der Jugend breit und glatt, wird später schmäler und etwas eingesenkt.

Der Querschnitt wechselt im Lauf der individuellen Entwicklung. In der Jugend ist er niedermündig, im Alter kann die Höhe die Breite übertreffen. Stets sind jedoch die Flanken schön gerundet, die Externseite vor allem nicht abgesetzt, sondern allmählich in die Flanken überleitend.

Das Größenwachstum scheint gering zu sein. Das größte Exemplar mit vollständiger Wohnkammer mißt im Durchmesser 34 mm. Alle andern bleiben wesentlich unter diesem Maß. Die Wohnkammer umfaßt nicht ganz drei Viertel Umgang.

Die QUENSTEDT'schen Originale stammen alle aus Braunjura ε, aus dem Subfurcatenoolith ist mir noch kein Exemplar bekannt. Es darf daher auch für Norddeutschland voraussichtlich ein Lager über den eigentlichen Subfurcatenschichten angenommen werden, zumal die Form am Lindenbruch fehlt. (Vergl. jedoch unten Anm. 1.)

Fundorte:

Lechstedt bei Hildesheim (Smlg. DENCKMANN) 1 Stück.
Greene, Bl. Einbeck (Smlg. BRAUNS) 1 Bruchstück.
Bodzanowitz, Oberschlesien (Smlg. REHBINDER) 2 Stück.
Ohne Fundort, » » » 1 »

Garantia minima WETZEL

Taf. 7. Fig. 8, 9

1870/71. *Ammonites bifurcatus* TRENKNER, Osnabr., Taf. I, Fig. 2a.
1911. *Garantiana minima* WETZEL, Park. Teut. Wald, S. 167, Taf. XI, Fig. 11—16.
1915. *Garantia* » DOUVILLÉ. Cosmoc, S. 12.
1923. » *bifurcata* var. *minima* FALLOT-BLANCHET, Terr. jur. Cardó, S. 116, Taf. II/7.

[1]) Zur Frage des *Amm. dubius* vergl. auch WETZEL 1924 (184), S. 180: *Baculatoceras* cf. *dubium* QU. (Amm. 71/30) aus den Subfurcatenschichten vom Ipf, ferner S. 189: *Morphoceras* (?) cf. *dubium* QU. (Amm. 71/28) und Fußnote 4.

Dubius QU. Jura Taf. 55, Fig. 18, aus den Subfurcatenschichten (auch in den Bielefelder Subfurcatenschichten vorkommend) ist gerade wegen der fehlenden Knotenbildung nicht bei *Strenoceras* unterzubringen. Dieser Abbildung entsprechen die mir vorliegenden Exemplare am meisten, doch weisen sie ab und zu schwache Extern- und Lateralknoten auf, ganz vom Garantienhabitus, so daß ich eine Trennung von *Garantia minima* WE. nicht für angebracht halte.

Wetzel hat unter diesem Namen kleinwüchsige Garantien beschrieben, die sich durch große Nabelweite und Besitz von Seitenohren von allen andern Garantien unterscheiden[1]). Im allgemeinen Habitus nähern sich daher diese Formen schon sehr der Gattung *Strenoceras*, so daß ich die Bedenken von Wetzel bezüglich der Belassung bei *Garantia* durchaus teile.

Die rundlichen Flanken, die Externseite, das fast völlige Fehlen der Flankenknoten und der andere Rippencharakter bewegen mich jedoch, sie vorerst bei *Garantia* zu belassen. Reichlicheres Material dürfte vieleicht eine generische Trennung ermöglichen.

27 Stücke stammen von Oberschlesien (Bodzanowitz, Lipitze, ohne Fundort), 2 von Bethel bei Bielefeld, ferner 2 Stücke von Oberdorf bei Bopfingen aus dem dortigen Garantienlager.

Das reiche oberschlesische Material schließt sich am besten an Fig. 11 und 12 bei Wetzel, Taf. XI, an. Es wiegen sehr flache, schmale Formen mit sehr weitem Nabel vor, die Rippen sind mitunter weniger dicht stehend und schärfer als Wetzel's Abbildungen dies vermuten lassen. Ein Stück zeigt sehr lange, seitlich sich zusammenneigende Ohren (vergl. Taf. 7, Fig. 9), andere kleine Ansätze dazu, wie sie Wetzel abgebildet hat.

Die beiden Exemplare von Bethel gehören den beiden verschiedenen Varietäten an: das eine der von Wetzel beschriebenen fein und dünn berippten, das andere der spärlich und gröber berippten.

Das Größenwachstum übertrifft die Stücke von Wetzel um einiges: das stark berippte Stück von Bethel mißt 31 mm im Durchmesser, das größte oberschlesische 30 mm und ein schwäbisches von Oberdorf bei Bopfingen 33 mm.

Wetzel führt als Lager dieser Form die untersten zwei Drittel der unteren Parkinsonienschichten an. Über die Lage der oberschlesischen Stücke ist leider nichts näheres bekannt, wohl aber stammen die beiden schwäbischen aus dem Garantienlager (Bentz, Profil VIII, Schicht 7), also der obersten Schicht der Subfurcatenzone. In derselben Bank liegen auch *Garantia Garanti* d'Orb. und *Garantia Schroederi*, so daß die Art im Süden etwas früher aufzutreten scheint.

Maße:

Orig. Taf. 7, Fig. 8:		Orig. Taf. 7, Fig. 9:
Dm: 28 mm	= 1	Wh: 8 mm
Wh: 9 »	= 0,32	Wd: 7,5 »
w : 6 »	= 0,21	
Wd: 8 »	= 0,28	
N : 13 »	= 0,46	

[1]) Douvillé, Cosmocératidés, Taf. II, Fig. 4, S. 12, bildet als *Garantia Garanti* eine Form mit Seitenohren ab. Diese Abbildung unterscheidet sich von *G. minima* durch höhere, anscheinend auch flachere Flanken und den Rippenschwung. Zu *G. Garanti* darf sie keinenfalls gestellt werden.

Gattung **Parkinsonia** Bayle

Parkinsonia rota (Schroeder) nov. sp.

Taf. 8, Fig. 2, 3, S. 184, Fig. 18, 19

1905. *Parkinsonia rota* Schroeder, Subfurc.-Schichten, S. 82.

Schroeder führt in den Fossillisten vom Lindenbruch und vom Hansastollen eine *Parkinsonia rota* n. sp. auf, ohne eine Beschreibung hierzu zu geben.

Es handelt sich um eine flache, sehr weitnabelige Art, die sich mit keiner bekannten identifizieren läßt.

Das Wachstum ist äußerst langsam, die Umgänge umgreifen sich sehr wenig, so daß drei Viertel eines Umganges durch den folgenden unbedeckt bleiben. Der Querschnitt ist fast quadratisch und zeichnet sich durch die flache, platte Externseite aus. (Vergl. S. 184, Fig. 18, Querschnitt bei Dm: 52 mm.) Nur in Altersstadien übertrifft die Höhe des Umganges die Breite. Weiterhin ist die breite, glatte Externfurche zu beachten, die nicht vertieft und vollkommen glatt ist.

Die Skulptur beginnt spätestens bei einem Durchmesser von 12 mm, besteht zuerst aus kräftigen Seitenrippen, die sich unter Bildung eines feinen Knötchens in 2—3 Externrippen gabeln. Diese Gabelung erfolgt etwa in der Mitte der Flanken, der Gabelungspunkt wird vom folgenden Umgang nicht bedeckt. Die Externrippen werden in der Mediane des Rückens durch die glatte Furche unterbrochen und stehen anfangs senkrecht auf dieser. Bald beginnen sie sich jedoch nach vorn zu schwingen und die Endigungen der Rippen an der Externfurche alternieren mehr und mehr. Bei einem Durchmesser von 18 mm sind die typischen Merkmale alle deutlich ausgebildet. Die Teilung der Flankenrippen unterbleibt vielfach. Dreiteilung tritt nicht mehr auf, so daß nur mehr Gabel- und Einzelrippen unregelmäßig miteinander abwechseln.

Die sehr kräftigen Flankenrippen haben fast genau radiale Richtung, an der Gabelungsstelle tritt ein kleiner Knoten nur mehr selten auf. Die Externrippen sind stark nach vorn gebogen, so daß sie auf dem flachen Rücken einen Winkel von etwa 130° miteinander bilden. Die Gabelung erfolgt genau am Nahtband des folgenden Umganges. Die Rippen stehen wenig gedrängt, auf einen halben Umgang kommen etwa 20 Seitenrippen.

Die Wohnkammer nimmt anscheinend einen vollen Umgang ein. Ihr Ende wird etwas hochmündiger als die übrigen Umgänge.

Die Lobenlinie zeichnet sich durch den schief nach innen geneigten ersten Laterallobus aus, der bedeutend kürzer ist als der tiefe Externlobus. Der Auxiliarlobus ist verhältnismäßig breit und schief nach außen gerichtet. (Vergl. S. 184, Fig. 19, Lobenlinie bei Dm: 46 mm.) Insgesamt ist die Lobenlinie weniger zerschlitzt als sonst bei der Gattung *Parkinsonia*. Der kurze Externlobus stellt die Zugehörigkeit zu dieser Gattung überhaupt in Frage. Die Lobenlinie weist große Verwandtschaft mit der Gattung *Bigotites* Nicolesco

auf, insbesondere mit *B. tuberculata* Nic. (B. S. G. France (4.), t. XVI, 1916, S. 164).

Die Verwandtschaft mit *Bigotites* drückt sich auch dadurch aus, daß gelegentlich schwache Einschnürungen auf den jüngeren Umgängen auftreten können, jedoch durchaus nicht bei jedem Individuum. Da aber das Alternieren der Rippenenden stets sehr regelmäßig erfolgt und ferner das Medianband auch auf der Wohnkammer nicht von den Rippen überbrückt wird, glaube ich diese Formen allerdings mit einigem Bedenken bei *Parkinsonia* belassen zu müssen.

Von den übrigen Formen der Gattung *Parkinsonia* unterscheiden sich die neuen Stücke durch die eigentümlich gestaltete Externseite, den niedermündigen Querschnitt und die ganz abweichend ausgebildete Lobenlinie.

Aus dem grünen Oolithkalk vom Hansastollen (Bl. Vienenburg) stammen 10 Exemplare, vom Lindenbruch 19[1]), davon 10 aus dem grünen Oolith, 9 aus dem roten.

Maße:

Orig. Schroeder Taf. 8, Fig. 2:	Orig. Taf. 8, Fig. 3:	Hansastollen:
Dm: 54 mm = 1	46 mm = 1	47 mm = 1
Wh: 12 » = 0,22	10,5 » = 0,22	11 » = 0,23
w : 11 » = 0,20	9,5 » = 0,20	10 » = 0,21
Wd: 13 » = 0,24	11,5 » = 0,25	11 » = 0,23
N : 31 » = 0,57	26 » = 0,56	26 » = 0,55
an der Wohnkammer:		
Wh: 20 mm		
Wd: 18 »		

Parkinsonia inferior (Mascke) nov. sp.

Taf. 8, Fig. 4

Mit einem von Mascke als *Parkinsonia inferior* etikettierten Stück vom Lindenbruch (Brauneisenoolith) stimmt ein anderes von Bethel bei Bielefeld gut überein.

Der Querschnitt ist quadratisch[2]), die Flanken sowie die Externseite flach. Am Gabelungspunkt der Rippen tritt ein feiner Knoten auf. Die Externrippen sind nicht sehr stark nach vorn gebogen und alternieren an der nicht vertieften Externfurche. Der Rippengabelungspunkt liegt ziemlich weit außen, im äußeren Viertel der Flanken. Die Umgänge nehmen sehr langsam an Dicke zu, so daß sehr flache, weitgenabelte Gehäuse entstehen. Anscheinend handelt es sich um kleinwüchsige Formen.

Die wenig zerschlitzte Lobenlinie zeichnet sich durch den schmalen, kurzen ersten Lateralobus aus, der von dem Externlobus an

---

[1]) darunter 1 Exemplar von Mascke, Original zu *Parkinsonia spiratissima* Mascke, das sich durch eine ein klein wenig hochmündigere Wohnkammer unterscheidet (Wh: 17 mm, Wd: 15 mm). Die inneren Umgänge stimmen jedoch genau mit *P. rota* überein, weshalb ich es hierzu stelle.

[2]) Der Querschnitt hat am meisten Ähnlichkeit mit *Parkinsonia Bonarellii* Parona, 1895, Taf. I, Fig. 22, die sich jedoch durch fast ungegabelte Rippen und anscheinend ehlende Rückenfurche unterscheidet.

Tiefe weit überragt wird. Die beiden kleinen Auxiliarloben sind schief gestellt.

Das Stück von Bethel unterscheidet sich von dem Original von MASCKE durch etwas gerundete Flanken, zeigt aber dieselbe abgeplattete Externseite, welche die Stücke auch von den inneren Windungen von *Bigotites* unterscheidet.

Parkinsonia rota SCHROEDER hat dickere Umgänge, die Rippen teilen sich weiter innen, das Externband ist breiter. In der Lobenlinie bestehen jedoch Übereinstimmungen, da beide Formen durch den kurzen ersten Laterallobus ausgezeichnet sind.

Maße:

Orig. Taf. 8, Fig. 4:
Dm: 36 mm = 1
Wh: 9 » = 0,25
w : 7 » = 0,19
Wd: 8 » = 0,22
N : 20 » = 0,55

Parkinsonia cf. inferior MASCKE

6 kleine, schlecht erhaltene Stücke vom Brauneisenoolith vom Lindenbruch müssen mit Vorbehalt hierher gestellt werden. Sie alle haben den charakteristischen quadratischen Querschnitt und flache Flanken.

Gattung **Bigotites** NICOLESCO

1916. *Bigotella* NICOLESCO, Nouv. genre Perisph., S. 153, Taf. XVI, Fig. 1—9.
1918. *Bigotites* NICOLESCO, Rectification, S. 36.
1918. *Pseudobigotella* PAUL LEMOINE, Rev. crit. Pal., S. 34.
1918. *Bigotites* DE GROSSOUVRE, Bajoc.-Bath. Nièvre, S. 384.
1923. *Perisphinctes* FALLOT-BLANCHET, Terr. jur. Cardó, S. 109.

Diese Gattung hat NICOLESCO für Zwischenformen zwischen *Parkinsonia* und *Perisphinctes* aufgestellt. LEMOINE und FALLOT-BLANCHET glauben zwar, die hierher gehörigen Formen entweder bei *Perisphinctes* oder bei *Parkinsonia* unterbringen zu können, doch halte ich die Schaffung einer besonderen sich mehr an *Perisphinctes* als an *Parkinsonia* anlehnenden Gattung für angebracht. Ob es allerdings möglich oder nötig sein wird, die von NICOLESCO abgebildeten Stücke auf 7 Arten zu verteilen, erscheint mir etwas zweifelhaft.

Die Gattung umfaßt weitgenabelte Ammoniten, die zum mindesten auf den letzten Umgängen mehr oder minder deutliche Einschnürungen zeigen. Die Skulptur ist meist sehr kräftig und nur auf dem letzten Umgang z. Tl. abgeschwächt. Die kräftigen Flankenrippen verlaufen radial oder ein wenig nach vorn geneigt, teilen sich in der Mitte der Flanken oder etwas darüber meist in zwei Äste, um dann auf der Externseite stark nach vorn geschwungen zu sein. Der Rücken ist meist gerundet, in jüngeren Stadien stets mit einer deutlichen Externfurche versehen, an der die Rippen vielfach alternierend enden. In diesem Stadium, wo die Einschnürungen erst schwach angedeutet sind, stimmen die Formen sehr gut mit *Parkinsonia* überein. Im weiteren Verlauf des Wachstums bleibt jedoch die Externfurche nicht

immer so klar erhalten, die Rippen können sie früher oder später völlig überbrücken. Gleichzeitig stellen sich die Einschnürungen ein, so daß in dieser Wachstumsperiode die Formen mehr an *Perisphinctes* erinnern.

Die Lobenlinie unterscheidet sich durch den ersten Laterallobus, der kürzer ist als der Externlobus sowohl von *Parkinsonia* als von *Perisphinctes*. Die starke Zerschlitzung erinnert jedoch mehr an *Perisphinctes*.

Unterschiede von *Parkinsonia:* Die Externrippen alternieren nicht immer an der Externfurche, die bei gewissen Formen sogar völlig verloren gehen kann. Die Einschnürungen treten auf Windungen von etwa 3—4 cm Durchmesser ab deutlich und regelmäßig auf. Entgegen der Ansicht Nicolesco's stimmt aber die Entwicklung ganz mit *Parkinsonia* überein, da beide Gattungen »Coronatenahnen« haben.

Unterschiede von Perisphinctes: In der Ontogenie tritt eine deutliche Externfurche auf, an der die Rippen alternierend endigen können, so daß ein *Parkinsonia*-Stadium durchlaufen wird. Die Einschnürungen sind spärlicher und seichter als bei typischen Perisphincten, meist treten nur zwei auf einem Umgange auf, selbst noch weniger.

Des Weiteren führt Nicolesco als wesentliches Merkmal für *Bigotites* einen gewissen Rythmus in der Entwicklung der Skulptur an, insofern als in jedem von 2 Einschnürungen begrenzten Segment die Rippen zuerst ziemlich fein ausgebildet, an der Externfurche aufhören, allmählich dann gröber werden, sich gegenüber stehen und schließlich die Externfurche überbrücken. Diese Gesetzmäßigkeit läßt sich aber nicht immer feststellen. Anklänge hierzu finden sich auch bei meinem Material.

de Grossouvre hat dann den Gattungsbegriff etwas erweitert, indem er für seinen *Bigotites Nicolescoi* der Einschnürungen entraten zu können glaubte, was aber nur für junge Exemplare gültig sein kann. Ferner legt er auch auf die Anwesenheit der Rückenfurche keinen Wert. Als wesentlich nimmt er den deutlichen Winkel an, den die Externrippen auf dem Rücken bilden.

Ich kann ihm hierin nicht immer folgen. Sowohl Einschnürungen wie Rückenfurche (oder doch wenigstens deren Andeutung) sind für gewisse Altersstadien charakteristische Eigentümlichkeiten, die die Gruppe von andern Perisphincten der Gattung *Procerites* Siem. unterscheiden.

Aus dem mir vorliegenden Material erhalte ich den Eindruck, daß es sich um äußerst labile Formen handelt, bei denen die Merkmale von Individuum zu Individuum wechseln können. Dieser Variabilität muß bei der Systematik Rechnung getragen werden, da sonst fast jedes Individuum besonders beschrieben werden müßte.

In diesen von mir wie oben erweiterten Gattungsbegriff fügt sich auch *Perisphinctes (Procerites) Martiusi* d'Orb. und *P. Lucretius* d'Orb. ungezwungen ein. An Hand von weiterem Material wäre zu untersuchen, ob auch die andern Angehörigen der »Mutationsreihe des

Per. Martiusi D'ORB.« von SIMIERADZKI Beziehungen zu *Bigotites* aufweisen. *P. Martiusi* D'ORB. und *P. Lucretius* D'ORB. unterscheiden sich von anderen Bathonien-Perisphincten durch die Gestaltung der Externseite, auf der bei *P. Martiusi* eine deutliche Furche mit daran alternierenden Rippen, bei *P. Lucretius* nur eine Abschwächung der Rippen ohne Alternieren sich zeigt.

Die Gattung *Bigotites* umfaßt also eine Gruppe von Formen, die, stammesgeschichtlich von hohem Interesse, einerseits an *Parkinsonia*, andererseits an *Perisphinctes* anschließen. Die von NICOLESCO abgebildeten Formen erinnern im äußeren Habitus dagegen mehr an gewisse Garantien.

Die stammesgeschichtliche Bedeutung der Gattung *Bigotites* liegt vor allem darin, daß für einen Teil der Perisphincten die Abstammung von *Parkinsonia* noch in der Ontogenie sich deutlich ausprägt. Die Abspaltung selbst muß sich wohl noch früher, in der *Teloceras*-Zone schon vorbereitet haben, da auch bei *Germanites* MASCKE in einzelnen Fällen Einschnürungen auftreten können.

QUENSTEDT bildet im Jura, Taf. 63, Fig. 17, als »Bastardform zwischen *Planulatus* und *triplicatus*« vom Braunjura ε vom Ipf eine Form ab, die ebenfalls hierher gehören dürfte. Vielleicht ist dies auch mit QUENSTEDT, Amm., Taf. 79, Fig. 27, *Amm. Defrancei* QU. von Bajeux der Fall[1]). Im übrigen sind die Horizontangaben und Bestimmungen der Perisphincten aus diesen Schichten in der Literatur so ungenau und schlecht übereinstimmend, so daß sie sehr mit Vorsicht zu benutzen sind. Die Perisphincten dieser Schichten wurden übrigens bisher sehr stiefmütterlich behandelt, sowohl was das Aufsammeln selbst, als auch Beschreiben und Abbilden anbetrifft. Sie dürften jedenfalls eine viel größere Rolle spielen, als für gewöhnlich angenommen wird und bei geeigneter Bearbeitung gut für die Horizontierung zu benutzen sein.

WETZEL (1911, S. 214) erwähnt Perisphincten vom Hansastollen bei Harlingerode und Bruchstücke einer Art, die er in der Nähe von *P. pseudomartiusi* SIEM. stellt, von den oberen Parkinsonienschichten bei Bethel und vom Tangenbach bei Horn. Aus seiner Beschreibung zu schließen handelt es sich hier wohl ebenfalls um Angehörige der Gattung *Bigotites*, da Beziehungen zu *Parkinsonia* und *Garantia* vorhanden sind. Die Rippen sind auf dem Rücken stark vorgeschwungen, Furche und Einschnürungen fehlen jedoch[2]).

---

[1]) SIEMIRADZKI 1894 (153), S. 505, beschreibt einen *Perisphinctes curvicosta* OPP. (= QU. Ceph., Taf. 13, Fig. 2) als »förmlichen Übergang zwischen der Gattung *Parkinsonia* und *Perisphinctes*«, wobei dessen Parabelknoten mit den Knoten von *Park. Garantiana* fälschlicherweise gleichgestellt werden. Es handelt sich hier um eine ganz andere Form, die zu *Parkinsonia* oder *Garantia* keine Beziehungen hat.

[2]) WETZEL 1924 (184), S. 208, erwähnt eine *Parkinsonia* n. sp. die Ähnlichkeiten mit *Procerites* aufweist. Wohl ebenfalls zu dem von mir als *Bigotites* bezeichneten Formenkreis gehörend. S. 209 ebenfalls eine neue *Parkinsonia* mit Abstammung von *Procerites* Ahnen. Die Ähnlichkeit mit *Parkinsonia* soll in diesem Falle nur eine Konvergenzerscheinung sein. S. 215 wird direkt von einer Bastardbildung gesprochen. Es sind also hier noch allerhand interessante Einzelheiten zu erwarten.

Ähnliche Verhältnisse wie beim Hansastollen scheinen nach Hoyer (1908) bei Hannover zu herrschen, da hier ebenfalls *Strenoceras* fehlt und nur solche *Bigotites*-ähnliche Formen auftreten.

Bigotites Lucretius d'Orbigny

Taf. 8, Fig. 7, 8

1847. *Ammonites Lucretius* d'Orbigny, Pal. fr. Terr. jur., S. 616.
1850. » » » Prodrome d. Pal., S. 262.
1892. *Perisphinctes* » E. Haug, Chaînes subalp., S. 76.
1923. » » Fallot-Blanchet, Terr. jur. Cardó, S. 107, Taf. I, Fig. 1, 2.

Von dieser Art haben Fallot-Blanchet zum ersten Mal ein Stück aus dem Bajocien von Bajeux abgebildet. Da das Original von d'Orbigny verloren ging, kann nicht nachgeprüft werden, ob die Auffassung der kurzen Beschreibung von d'Orbigny die richtige ist, es empfiehlt sich vielmehr, sich auf die gegebene Abbildung zu beziehen[1]).

Mit dieser stimmen zwei Stücke aus dem Hansastollen gut überein. Sie sind weitgenabelt, haben rundliche Umgänge, ihr Querschnitt ist fast quadratisch. Die größte Dicke der Umgänge wird im inneren Drittel der Flanken erreicht.

Die Rippen sind kräftig, etwas nach vorn gebogen und gabeln sich im äußeren Drittel der Flanken ziemlich regelmäßig in 2 Äste. Einzelrippen und dreigeteilte Rippen sind sehr spärlich. Am Ende der Wohnkammer rückt der Gabelungspunkt etwa in die Flankenmitte herunter. Die Einschnürungen sind nicht sehr tief, an den inneren Umgängen sind sie nicht zu beobachten.

Die Externseite ist schön gerundet, ohne Furche. Die Externrippen überqueren den Rücken mit deutlichem Schwung nach vorwärts. In der Mediane des Rückens sind sie vielfach abgeschwächt, stellenweise auch ganz unterbrochen.

Die Lobenlinie ließ sich nicht beobachten.

Am nächsten kommt *Bigotites Martiusi* d'Orb., der sich durch den Rippenschwung und die Externseite, sowie durch den Querschnitt unterscheidet.

Für die Zugehörigkeit zu der Gattung *Bigotites* sprechen die wenig ausgeprägten Perisphincten-Charaktere (schwache Einschnürungen), sowie die Andeutung einer Rückenfurche in Verbindung mit dem Beginn einer rythmischen Skulpturentwicklung innerhalb der einzelnen Segmente. Fallot-Blanchet haben *Perisphinctes Martiusi, P. Lucretius* mit *Big. Nicolescoi* de Grossouvre zusammengefaßt als »Gruppe des *Perisphinctes Martiusi*«.

[1]) Wetzel 1924 (184) erwähnt ein *Baculatoceras* (*Strenoceras?*) *Lucretius* d'Orb. aus den Subfurcatenschichten von St. Vigor le Grand bei Bayeux. Anscheinend handelt es sich aber bei Weizel's Stück um eine ganz andere Form, die sich durch eine Rückenfurche auszeichnet. Die Beschreibung von d'Orbigny ist so unzulänglich, daß ich vorschlage, den Namen »*Lucretius*« ausschließlich auf die Abbildung von Fallot-Blanchet zu beziehen.

Maße:

Abb. Fallot-Blanchet (Taf. I/1):		Hansastollen: Orig. Taf. 8, Fig. 7:		Orig. Taf. 8, Fig. 8:	
Dm:	43 mm = 1		47 mm = 1		40 mm = 1
Wh:	12 » = 0,27		13 » = 0,27		12 » = 0,30
w :	9 » = 0,20		10 » = 0,21		8 » = 0,20
Wd:	12 » = 0,27		13 » = 0,27		12 » = 0,30
N :	22 » = 0,51		24 » = 0,51		20 » = 0,50

Bigotites Martiusi d'Orbigny

Taf. 8, Fig. 5, 6

1845. *Ammonites Martiusi*[1]) d'Orbigny, Pal. fr. Terr. jur., S. 381, Taf. 125, Fig. 1—4.
1858. » » Chapuis, Foss. sec. Luxemb., S. 49, Taf. IX, Fig. 2.
1892 *Peri-phinctes* » E. Haug, Chaines subalp., S. 76.
1899. » » Siemiradzki, Amm. Gatt. Perisph., S. 327. Taf. XXIV, Fig. 38.
1923. » » Fallot-Blanchet, Terr. jur. Cardó, S. 105, Taf. I, Fig. 10.

Fallot-Blanchet bezweifeln die Zugehörigkeit der Fig. 38 von Siemiradzki: da diese aber die »Embryonalkammern (stark vergrößert)« darstellt, habe ich keine Bedenken, sie in die Synonyme mit aufzunehmen. Dagegen scheint mir die Zugehörigkeit von *Amm. Defrancei* Quenstedt, Amm., Taf. 79, Fig. 27, fraglich, diese Abbildung erinnert viel mehr an *Bigotites Nicolescoi* de Gross.

Von Norddeutschland kann ich nur 2 Wohnkammerbruchstücke vom Tangenbach bei Horn hierherstellen, die sich von der Abbildung von Fallot-Blanchet durch etwas größere Dicke der Umgänge unterscheiden. Die Flanken sind schwach gerundet und etwas nach außen zusammengeneigt.

Die regelmäßig gegabelten Rippen ziehen stark abgeschwächt über den runden Rücken und sind dort stark nach vorn ausgebogen. *Bigotites Hennigi* n. sp. steht sehr nahe, unterscheidet sich aber durch den weniger kräftigen Vorschwung der Externrippen, flachere Flanken sowie durch eine deutliche Externfurche.

d'Orbigny, Taf. 125, Fig. 2, besitzt fast genau den gleichen Querschnitt. Die vorliegenden Stücke haben aber etwas gröbere und spärlichere Berippung als d'Orb., Taf. 125, Fig. 1, und unterscheiden sich hierin auch von zwei vollständig erhaltenen Exemplaren von *Bigotites Martiusi* aus dem schwäbischen Jura (leg. Schmierer).

Maße:

Orig. Taf. 8, Fig. 5:		Orig. Taf. 8, Fig. 6:	
Dm:	63 mm = 1	Wh:	20 mm
Wh:	17 » = 0,27	Wd:	18 »
w :	13 » = 0,20		
Wd:	17 » = 0,27		
N :	33 » = 0,52		

Bigotites sp.

Ein sehr schlecht erhaltenes Stück vom Nordufer der Insel Gristow

[1]) Bei der Abbildung von d'Orbigny, Taf. 125, steht *Martiusii*, im Text, S. 381, heißt es dagegen *Martinsii*, im Résumé, S. 616, wieder *Martiusii*, im Prodrome, S. 261, ebenfalls *Martiusii*, so daß dies wohl der richtigere Name ist.

muß in die Nähe von *Bigotites Martiusi* d'Orb. und *B. Hennigi* n. sp. gestellt werden. Die Externseite ist fast glatt, schön gerundet, die Flankenrippen sind kräftig, die Externrippen schwach, mitunter fast ausgelöscht.

Bigotites Hennigi nov. spec.

Taf. 9, Fig. 1—4

Ziemlich weitgenabelte, flache Formen mit flachen Flanken und rundem, breitem Rücken. Querschnitt quadratisch, erst auf der Wohnkammer etwas hochmündig werdend. Anscheinend ziemlich großwüchsig, das größte Exemplar mißt 75 mm Durchmesser.

Die Zunahme der Windungsdicke ist sehr gering, es bleiben mehr als drei Viertel eines Umganges durch den folgenden unbedeckt. Die Flanken sind parallel, erst am Rippengabelungspunkt am äußeren Drittel der Flanken beginnt der schön gerundete Rücken. Die größte Dicke der Umgänge wird im unteren Drittel der Flanken erreicht.

Die Skulptur beginnt sehr frühzeitig mit starken, radialen Rippen, die am Gabelungspunkt mit einem feinen Knoten geschmückt sind. Die Externrippen sind etwas nach vorn gebogen und alternieren jederseits der deutlichen Externfurche nicht oder nur in ganz vereinzelten Fällen. Der Querschnitt ist bedeutend breiter wie hoch (Coronatenstadium).

Bei der Mehrzahl der Rippen verliert sich nun der Gabelungsknoten, auf der Externseite alternieren die Rippen regelmäßig aber ohne starken Vorschwung an der breiten, etwas verschwommenen Externfurche. Zugleich wird der Querschnitt quadratisch, die Flanken flach und parallel (Parkinsonienstadium).

Im weiteren Verlaufe der Entwicklung alternieren die Rippen z. Tl. nicht mehr, sondern überqueren die breite, flache Externfurche etwas abgeschwächt in flachem nach vorn geschwungenem Bogen. Gleichzeitig stellen sich seichte Perisphincten-ähnliche Einschnürungen ein, doch nicht mehr wie zwei auf den Umgang. Die Flankenrippen bleiben bis zuletzt sehr kräftig, wogegen die Externrippen von dem nicht mehr durch einen Knoten betonten Gabelungspunkt aus mehr und mehr verflachen, so daß der Rücken eine breite, glatte, gewölbte Unterbrechung der Skulptur aufweist. Die Neigung der Externrippen nach vorn ist gering, sie alternieren nur unvollkommen (Perisphinctenstadium).

Die Lobenlinie ist schlecht erhalten; anscheinend ist sie wenig zerschlitzt.

Es variiert die Dichte der Rippen, in gewissen Grenzen auch die Dicke der Umgänge und der Querschnitt.

Am nächsten steht den ausgewachsenen Exemplaren *Bigotites Martiusi* d'Orb., der aber gerundete Flanken, dichtere und mehr nach vorn geschwungene Flanken- und Externrippen besitzt. Die Einschnürungen sind bei *Big. Martiusi* schärfer und häufiger, die Externfurche ist weniger deutlich.

Schwieriger ist die Trennung von gewissen weitgenabelten Par-

kinsonien. Exemplare bis zu etwa 40 mm Durchmesser könnten ohne weiteres als *Parkinsonia* beschrieben werden, da bei dieser Größe die Parkinsonien-Merkmale durchaus vorwiegen. Aber auch in diesem Stadium unterscheiden sich alle bisher bekannten Parkinsonien durch die Externseite, die bei diesen stets eine schmale Externfurche mit kräftig nach vorn geschwungenen Externrippen aufweist.

Parkinsonia rota SCHROEDER nähert sich im allgemeinen Habitus, hat jedoch stets alternierende Externrippen, die die Medianfurche nie überbrücken. Der Rücken ist ferner stets deutlich abgeplattet.

Parkinsonia inferior MASCKE hat ebenfalls wenig nach vorn geschwungene Externrippen, dagegen eine deutliche Furche und eine abgeplattete Externseite. Da jedoch die beiden einzigen hierzu gehörenden Stücke nur 35 und 37 mm Durchmesser erreichen, ohne ausgewachsen zu sein, ist die sichere Stellung dieser Form noch ungeklärt.

Von dieser Art liegt mir ein verhältnismäßig reiches Material vor: vom Lindenbruch 25 Exemplare, jedoch nur in mittleren Altersstadien (7 davon aus dem roten Oolithkalk), vom Hansastollen 30 Exemplare, darunter 5 ausgewachsene Stücke.

Von den Aufsammlungen von SCHMIERER aus Hohenzollern scheinen 2 Stücke aus dem Subfurcatenoolith vom Kirchenköpfle oberhalb Schlatt (Blatt Jungingen) hierherzugehören.

Maße:

Orig. Taf. 9, Fig. 2:	Orig. Taf. 9, Fig. 1:	Orig. Taf. 9, Fig. 3:	Orig. Taf. 9, Fig. 4:
Dm: 59 mm = 1	73 mm = 1	42 mm = 1	38 mm = 1
Wh: 16 » = 0,27	21 » = 0,28	12 » = 0,28	9 » = 0,23
w : 14 » = 0,23	16 » = 0,21	10 » = 0,23	8 » = 0,21
Wd: 15,5 » = 0,26	18 » = 0,24	9 » = 0,21	8,5 » = 0,22
N : 29 » = 0,49	36 » = 0,49	20 » = 0,44	21 » = 0,55
(beide vom Hansastollen bei Harlingerode)		(beide vom Lindenbruch)	

Bigotites Schmiereri nov. spec.

Taf. 9, Fig. 5—7, S. 184, Fig. 20

Diese Art zeichnet sich durch ganz eigentümliche Wachstumsverhältnisse aus. Die letzten Umgänge werden glatt und sehr hochmündig, während die inneren stark berippt und niedermündig sind.

Am Anfang der Entwicklung bis zu einem Durchmesser von 2 cm sind die Umgänge fast doppelt so breit wie hoch und mit kräftigen geraden Flankenrippen versehen (Coronatenstadium).

Sehr rasch wechselt nun der Querschnitt und wird etwa quadratisch, wobei die Flanken, ein wenig gewölbt, allmählich in den runden Rücken übergehen. Die Flankenrippen weisen am Nabelabfall eine deutliche Abbiegung nach vorn auf, verlaufen aber auf den Flanken selbst gerade. Sie gabeln sich im äußeren Drittel der Flanken meist in zwei, noch stärker nach vorn geschwungene Äste, die an dem glatten Medianband alternierend endigen (Parkinsonienstadium).

In diesem Stadium treten aber schon deutliche Einschnürungen auf.

Nunmehr wächst der Querschnitt schnell in die Höhe, die Extern- und Flankenrippen verschwächen sich mehr und mehr, die Abbiegung am Nabelrand verliert sich, die Flankenrippen beschreiben einen

flachen, nach vorn konkaven Bogen. Der Gabelungspunkt, der schon fast verwischt ist, rückt näher gegen die Flankenmitte, die Externrippen erreichen den eigentlichen, ganz glatten Rücken überhaupt nicht mehr. Die Einschnürungen sind sehr tief, noch stärker nach vorn geschwungen als die Rippen (Perisphinctenstadium). Auf einen Umgang kommen zuletzt 3 solcher Einschnürungen. Die flachen Flanken neigen sich gegen den Rücken zusammen, so daß dieser sehr schmal wird.

Die Lobenlinie ist ganz Perisphinctenartig, sehr stark zerschlitzt, die Auxiliarloben sind schief nach hinten gerichtet.

Die Stellung zur Gattung *Bigotites* rechtfertigen die gemeinsamen Merkmale der Gattungen *Perisphinctes* und *Parkinsonia*.

Bis zu einem Durchmesser von etwa 3—4 cm kommt *Bigotites Hennigi* n. sp. nahe, dessen jüngere Umgänge mit ihrer kräftigen Skulptur auch noch auf der Wohnkammer gänzlich verschieden werden.

Es liegen mir vom roten Eisenoolith des Lindenbruchs 2 gut erhaltene Exemplare vor, ferner noch ein großes, fast gänzlich glattes Wohnkammerbruchstück.

Ein Stück von Zillhausen (Blatt Thanheim, Sammlg. Schmierer) stimmt hiermit sehr gut überein.

Maße:

Orig. Taf. 9, Fig. 7: Lindenbruch:		Orig. Taf. 9, Fig. 5: Lindenbruch:		Orig. Taf. 9, Fig. 6: Zillhausen:	
Dm:	100 mm = 1		70 mm = 1		(ca. 90 mm = 1)
Wh:	30 » = 0,30		21 » = 0,30		27 » = 0,30
w :	24 » = 0,24		17 » = 0,24		(ca. 21 » = 0,23)
Wd:	17 » = 0,17		14 » = 0,20		16 » = 0,17
N :	46 » = 0,46		32 » = 0,45		42 » = 0,45

Gattung **Sphaeroceras** Bayle

Sphaeroceras Brongniarti Sow.

1857. *Ammonites Brongniarti* Sowerby, Min. Conch., Bd. II, S. 190, Taf. A, Fig. 2.
1845. » » d'Orbigny, Terr. jur., Taf. 137.
1856. » » Quenstedt, Jura, S. 479, Taf. 64. Fig. 9—12.
1878. *Sphaeroceras* » Bayle, Explicat., Taf. LIII. Fig. 3—5.
1887. *Ammonites* » Quenstedt, Amm., S. 663, Taf. 78, Fig. 12—16.
1923. *Sphaeroceras* » Fallot Blanchet, Terr. jur. Cardó, S. 166, Taf. 11, Fig. 1—6

4 Exemplare stammen vom Lindenbruch, sie sind sehr verdrückt und entsprechen im Erhaltungszustand ganz den Abbildungen von Fallot-Blanchet. Sie fanden sich alle in dem grünlichen Oolithkalk.

Reste der feinen Berippung konnten noch beobachtet werden. Infolge Verengung der Wohnkammer wird der Nabel elliptisch erweitert.

Brasil erwähnt diese seltenere Art zusammen mit *Str. subfurcatum* aus der Normandie. In Württemberg kennt sie Quenstedt nur aus dem Macrocephalen-Oolith, Engel nennt sie aus Braunjura δ ebenfalls noch nicht. Poelmann erwähnt sie in den Coronatenschichten von Hellern bei Osnabrück. Die vertikale Verbreitung dieser Art scheint somit eine recht bedeutende zu sein.

Teloceras cf. Blagdeni Sow.

Es ist nur ein kleines Exemplar von 17 mm Durchmesser aus dem grünlichen Oolithkalk vom Lindenbruch vorhanden, das keine weitere Bestimmung zuläßt. Mascke führt schon an, daß seine Gattung *Teloceras* bis in die *Garantia*-Zone hineinreiche. Auch E. Haug erwähnt *Coel. Blagdeni* als einziges Fossil, das aus der »Zone der *Sonninia Romani*« in die Zone des *Cosmoceras subfurcatum* hinaufgeht. (Chaînes subalp. S. 77, 1892.)

Witchellia cf. complanata Buckman

1887. *Ammonites deltafalcatus* Quenstedt, Amm., S. 557, Taf. 68, Fig. 10–17.
1892. *Dorsetensia complanata* Buckman, Inf. Ool. Amm., S. 306, Taf. 53, Fig. 1–10, Taf. 54, Fig 1, 2.
1892. *Witchellia complanata* E. Haug, Amm. étag. moyens., S. 312, Taf. X, Fig. 4, 5.
1923. » » Fallot-Blanchet, Terr. jur. Cardó, S. 104.

Ein nur 17 mm Durchmesser besitzendes, schlecht erhaltenes Stück muß in die Nähe dieser Art gestellt werden. Der Nabel ist ziemlich weit, der Rücken breit mit starkem Kiel. Die Rippen sind kräftig, an der Externkante unter Abschwächung stark nach vorn gebogen. Das Stück stammt aus dem grünlichen Oolith vom Lindenbruch.

Zusammenfassung des paläontologischen Teiles

1. Gattung *Strenoceras:* Neu beschrieben werden:
Strenoceras subfurcatum var. *arietiformis* n. var. und *Strenoceras latidorsatum.*
2. Gattung *Garantia: Baculatoceras* Mascke wird mit *Garantia* vereinigt. *Gar. bifurcata* ist eine seltene Form, die bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen ist. Die Gruppe der älteren Garantien ist auf die Subfurcatenschichten beschränkt und gliedert sich in die Untergruppe der *G. Garanti* und der *G. Schroederi.* Neu sind:
Garantia protracta,
» *Schroederi,*
» *crassa,*
» *inflata,*
» *rhomboidea.*
3. Gattung *Parkinsonia:* es werden neu beschrieben:
Parkinsonia rota Schroeder und *Parkinsonia inferior* Mascke, von denen beiden noch keine Beschreibung vorlag.
4. Gattung *Bigotites:* Mit dieser zu der Gruppe der *Perisphincten* gehörigen Gattung wird die Mutationsreihe des *Perisphinctes (Procerites) Martiusi* d'Orb. z. Tl. vereinigt, insbesondere *P. Martiusi* d'Orb. selbst hierher gestellt. Die Gattung durchläuft in der Ontogenie ein Coronatenstadium, dann ein Parkinsonienstadium und zuletzt ein Perisphinctenstadium. Neu sind:
Bigotites Hennigi und *Bigotites Schmiereri,*
außerdem liegen vor:
B. Martiusi d'Orb. und *B. Lucretius* d'Orb.

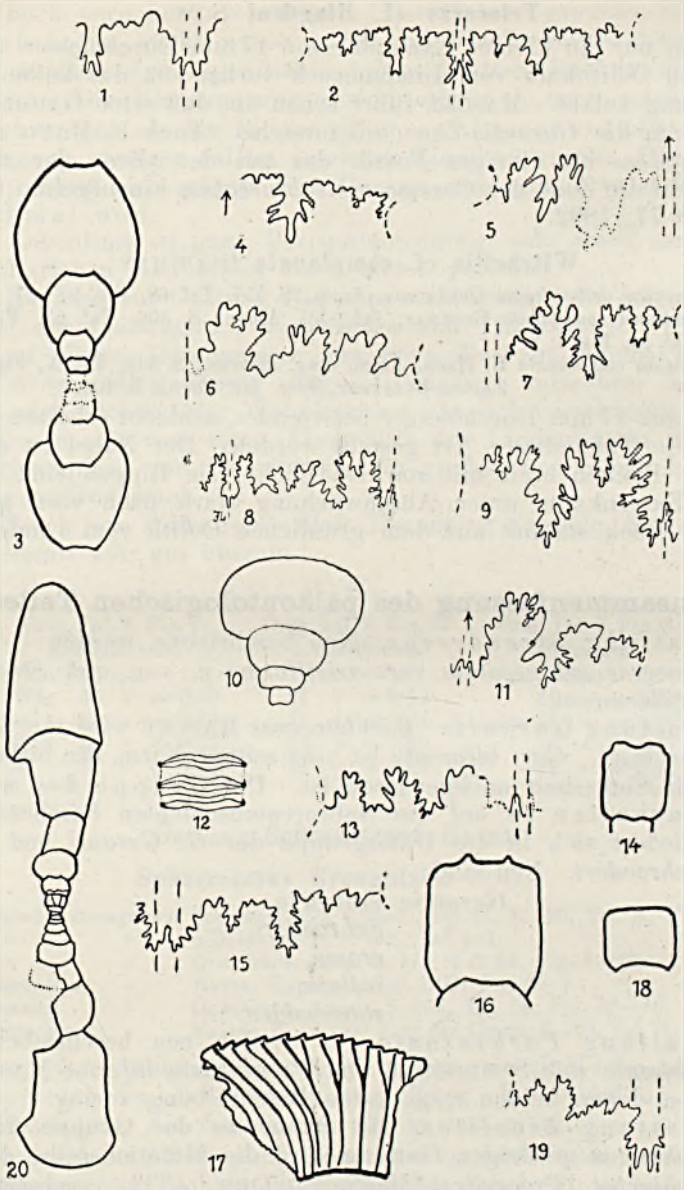


Fig. 1: *Strenoceras latisulcatum* Qu. Lobenlinie bei Dm 15 mm, Lindenbruch. 3 × nat. Gr.
Fig. 2: » *latidorsatum* Btz. Lobenlinie bei Dm 24 mm, Osterfeld (Orig. Taf. 4, Fig. 11). 4/3 nat. Gr.
Fig. 3: *Garantia Garanti* d'Orb. Querschnitt, Lindenbruch. 2/3 nat. Gr.
Fig. 4: » » » Lobenlinie bei Dm 54 mm, Lindenbruch. 4/5 nat. Gr.
Fig. 5: » » » Lobenlinie bei Dm 24 mm, Lindenbruch. 2 × nat. Gr.
Fig. 6: » *baculata* Qu. Lobenlinie bei Dm 30 mm, Lindenbruch. 5/3 nat. Gr.

Fig. 7: *Garantia Schroederi* Btz. Lobenlinie bei Dm 32 mm, Lindenbruch. Orig. Taf. 6, Fig. 7. $^5/_4$ nat. Gr.
Fig. 8: » *inflata* Btz. Lobenlinie bei Dm 25 mm, Hellern bei Osnabrück. Orig. Taf. 7, Fig. 7. $^4/_3$ nat. Gr.
Fig. 9: » *inflata* Btz. Lobenlinie bei Dm 40 mm, Hellern bei Osnabrück. Orig. Taf. 7, Fig. 6. $^5/_4$ nat. Gr.
Fig. 10: » *inflata* Btz. Querschnitt, Lindenbruch. Nat. Gr.
Fig. 11: » *conjugata* Qu. Lobenlinie bei Dm 35 mm. Lindenbruch. $^5/_4$ nat. Gr.
Fig. 12: » *densicostata* Qu. Externseite, Lindenbruch. $^2/_3$ nat. Gr.
Fig. 13: » » » Lobenlinie bei Dm 30 mm, Lindenbruch. $^3/_2$ nat. Gr.
Fig. 14: » *rhomboidea* Btz Querschnitt, Lindenbruch. $^1/_2$ nat. Gr.
Fig. 15: » *subgaranti* We. Lobenlinie bei Dm 42 mm, Bethel bei Bielefeld. $^6/_5$ nat. Gr.
Fig. 16: » *tetragona* We. Querschnitt, Siechenbach bei Detmold. $^2/_3$ nat. Gr.
Fig. 17: » » » Seitenansicht, Siechenbach bei Detmold. $^3/_5$ nat. Gr.
Fig. 18: *Parkinsonia rota* Schroeder, Querschnitt bei Dm 52 mm, Lindenbruch. Orig. Taf. 8, Fig. 2. Nat. Gr.
Fig. 19: » » » Lobenlinie bei Dm 46 mm, Lindenbruch. Orig. Taf. 8, Fig. 3. $^4/_3$ nat. Gr.
Fig. 20: *Bigotites Schmieri* Btz. Querschnitt, Lindenbruch. Orig. Taf. 9, Fig. 7. $^3/_4$ nat. Gr.

Die Originale befinden sich mit Ausnahme von Fig. 15 (Geolog.-Paläont. Institut Tübingen) in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Schlußbemerkung.

Nach Abschluß der Arbeit erschien die Abhandlung von Wetzel: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des mittleren Doggers von Nordwest-Europa. Palaeontographica Bd. 65, 1924. Ich freue mich, feststellen zu können, daß ich in den wesentlichsten Punkten zu denselben Resultaten wie Wetzel komme. Insbesondere hat Wetzel nun auch schon vereinzelt jüngere Garantien in den Oberen Subfurcatenschichten gefunden (vergl. mein Profil vom Ipf). In der Auffassung des Profils von Bopfingen muß ich meinen abweichenden Standpunkt aufrecht erhalten.

Literaturverzeichnis

1. Althoff, W., Die geolog. Aufschlüsse Bielefelds. 3. Bericht d. naturw. Ver. f. Bielefeld, 1914.
2. —, Über die Coronatenschichtenaufschlüsse der Jahre 1913—18 in Grube I im Tale Bethel bei Bielefeld. 4. Bericht d. naturw. Ver. f. Bielefeld, 1920.
3. Arbenz, P., Einige geologische Beobachtungen im Berner Oberland. a) Vergl. d. Doggers am Schilthorn mit d. v. Engelberg. Mitt. Naturf. Ges. Bern, 1917.
4. —, Fossilien aus dem Bathonien von Engelberg. Mitt. Naturf. Ges. Bern, 1920.
5. Baum, F., Ein Beitrag zur Kenntnis der Stufe d. *Amm. Blagdeni*. Centralblatt f. Min. etc., 1909, S. 733.
6. Bayle, Explication de la carte géol. de France. T. 4, Atlas, 1878.
7. Behrendsen, O., Die jurass. Ablag. v. Lechstedt bei Hildesheim. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 38, 1886.
8. —, Die Cephalopoden der Hildesheimer Juraformation. Programm d. Kgl. Andreanums Hildesheim, Ostern 1884.
9. Benecke, E. W., Die Versteinerungen der Eisenerzformation v. Deutsch-Lothr. u Luxemburg. Abh. zur geol. Spezialk. v. Elsaß-Lothr. N. F. 6/1, 2, 1905.
10. —, Über einen neuen Juraaufschluß im Unter-Elsaß. Mitt. geol. Landesanstalt v. Elsaß-Lothr. Bd. 6, S. 401, 1909.

11. Bentz, A., Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. Jahresber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., 1924. N. F. Bd. XIII, S. 1—45.
12. Boehm, G., Über Macrocephalites und die Länge seiner letzten Wohnkammer. Centralblatt f. Min. etc, 1909, S. 174.
13. Bölsche, Zur Geognosie und Paläontologie der Umgebung von Osnabrück. 5. Jahresber. naturw. Ver. Osnabrück, 1880—82, S. 154.
14. Blanchet, F., Sur un group d'Ammonites eocrétacées dérivées des Cosmoceras. Bull. soc. Géol. France, (4) Bd. 22, S. 158—160, 1922.
15. Bonarelli, G., Miscellanea di note geologiche e paleontologiche per l'anno 1902: II. Prospetto cronologica del Giura italiano. Boll. Soc. Geol. Italiana. Bd. 22, S. 434, Roma, 1904.
16. Borissjak, A., Die Fauna des Donez-Jura. I. Cephalopoda, Mémoires d. Comité géol. N. Sér. Livr. 37, 1908.
17. Brasil, L., Observations sur le Bajocien de Normandie. Bull. d. Labor. Géol. Fac. Sc. Caen. II. S. 223—243, 1895.
18. —, Peltoceras et Cosmoceras de Dives. Bull. Soc. géol. Normandie, Bd. 17, Havre, 1896.
18a. —, Céphalop. nouveaux ou peu connus des étages jurass. de Normandie. Bull. Soc. Géol. Normandie, Bd. 16, 1895.
19. Brauns D., Die Stratigraphie und Paläontographie des südöstlichen Teiles der Hilsmulde. Paläontographica, Bd. 13. S. 75, 1865.
20. —, Nachtrag hierzu. Paläontographica, Bd. 13, 1866.
21. —, Der mittlere Jura im NW Deutschland. Kassel, 1869.
22. Brown, B. u. O'Connell. Marj., Correlation of the jurassic Formations of western Cuba. Bull. geol. Soc. America. Bd. 33, 1922, S. 639.
23. Buckmann, S. S., A Monograph of the inferior oolite Ammonites of the British Islands. Paläontogr. Soc. 1889.
24. —, Yorkshire Type Ammonites. London, 1909—1914.
25. —, Certain jurass. (Infer. oolite) species of Amm. u. Brachiop. Quaterly Journ. Geol. Soc. Bd. 66, S. 90—108, 1910.
26. —, Certain jurass. (Lias-oolite) strata of South Dorset. Quaterly Journ. Geol. Soc. London, Bd. 66, 1910.
27. —, A Paläont. classification of the jurass. rocks of the Whitby district. Memoirs of the geol. Survey England u. Wales: Explanation of Quarter steets 95 NW u. 104 SE. New ser. 35 u. 44. London, 1915.
28. —, Jurassic chronology II. Quaterly Journ. geol. Soc. London, B. 78, S. 378, 1922.
29. Burckhardt, C., Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreide-Formation der Cordillere. Paläontographica, Bd. 5, S. 50, 1903.
29a. —, Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexico. Centralbl. f. Min. usw., 1910.
30. Burre, O., Der Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Örlinghausen. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 32, T. I, 1911.
31. —, Blatt Hameln. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geol. Aufnahmen im Jahre 1919. Jahrb. Preuß Geol. L.-A., Bd. 40, T. II, S. LII, 1919.
32. Chapuis, F. u. Dewalque, G., Descr. d. Fossiles d. terr. sécondaires d. l. Province d. Luxembourg. Mémoires Acad. royale Belgique, Bd. 25, 1853.
33. Chapuis, M. F., Nouvelles recherches s. l. fossiles d. terr. second. Luxembourg. Mémoires, Acad. royale Belgique, Bd. 33, 1858.
34. Clerc, M., Étude monogr. d. fossiles d. Dogger Neuch. et Vaudois. Abhandl. Schweiz. Paläot. Ges., Bd. 31, 1904.
35. Dainelli, G., Fossili batoniani della Sardegna. Boll. Soc. geol. Italiana, Bd 22, Roma, 1903.
36. Deecke, Der obere Dogger vom Karziger Ufer auf der Insel Wollin. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 45, S. 252, 1893.
37. —, Die mesozoischen Formationen der Provinz Pommern. Mitt. naturw Ver. Neuvorpommern u. Rügen. Greifswald, 1894.
38. —, Geologie von Pommern. Berlin, 1907.
39. Denckmann, Über Aufschlüsse im Jura und in der Kreide bei Hannover. Neues Jahrb. für Min. etc., S. 97, 1890, Bd. II.

40. Dorn, C., Zur Stratigraphie des mittleren und oberen Doggers von Ebermannstadt. Sitz.-Ber. phys.-med. Sozietät Erlangen, Bd. 52/53, 1920/21.
41. Douvillé, R., Influence du mode de vie sur la ligne suturale des Ammonites appartenent à la famille des Cosmocératidés. C. R. Acad. Sc., Bd. 156, No. 2, S. 170, Paris 1913.
42. —, Études sur les Cosmocératidés des collections de l'école nationale sup. des Mines etc. Mémoir. pour serv. à l'explic. carte Géol. France, 1915.
43. Dütting, Chr., Beiträge zur Kenntnis der Geologie der Gegend von Borgloh und Wellingholzhausen Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 1891, S. 124—155, Bd. 12.
44. —, Geologische Aufschlüsse an der Eisenbahnlinie Osnabrück—Brackwede. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 9, S. 3, 1888.
45. Dunker, W. u. Koch, Fr. L. C., Beitr. zur Kenntnis des norddeutschen Oolithengebirges. Braunschweig, 1837.
46. Engel, Th., Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. Stuttgart, III. Aufl. 1908.
47. Fallot, P. u. Blanchet, F., Observations sur la faune des terrains jurassiques de la région de Cardó et de Tortosa (Province de Tarragone). Treballs Institutió Catalana d'Històr. Natural, Bd. 6, 1921/22, Barcelona 1923.
48. Favre, F., Sur la coexistence d'*Oppelia subradiata* Sow. et d'*Oppelia aspidoides* Opp. dans le Bajocien et dans le Bathonien. Compt. rend. Somm. séanc. Soc. géol. France, S. 70, 1909.
49. —, Contributions à l'étude des Oppelia d. Jurass. moy. Abhandl. Schweiz. Paläont. Ges., Bd. 38, 1912.
50. Frebold, G. u. Müllerried, F., Zur Kenntnis des oberen und mittleren Bathoniens in Französ.-Lothr. N. Jahrb. für. Min etc. Beil. Bd. 49, 1923.
51. Frech, F. u. Meyer, O. E., Mitteljurassische Bivalven von Sungi Temalang im Schieferbarissan. Verh. Geol. Mijn. Genootsch. Nederl. Kolon. Ser. Deel V, S. 223, 1922.
52. Greppin, E., Descr. d. fossiles d. Bajocien sup. d. envir. Bâle. Abhandl. Schweiz. Paläont. Ges., Bd. 25—27, 1898—1900.
53. Grossouvre, A. de, Étude sur l'étage Bathonien. Bull. Soc. Géol. France, 3. sér., Bd. 16, S. 366, 1888.
54. —, Sur l'oolithe inférieure du bord méridional du bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. France, 3. sér., Bd. 13, S. 355, 1884/5.
55. —, Bajocien-Bathonien dans la Nièvre. Bull. Soc. Géol. France, 4. sér., Bd. 18, S. 337, 1918.
56. Gussmann, Der Braune Jura von Eningen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk., Württemberg, Bd. 54, 1898.
57. —, Die Hamiten von Eningen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk., Württemberg, Bd. 63, 1907.
58. Haug, E., Mitteilungen über die Juraablagerungen im nördlichen Unterelsaß. Mitt. Commiss. Geol. Landesunters., Bd. 1, 1886.
59. —, Über die »Polymorphidae«, eine neue Ammoniten-Familie aus dem Lias. Neues Jahrb. f. Min. etc., S. 89, 1887, Bd. II.
60. —, Besprechung von Teisseyre und Buckman. Annuaire géol. univers., Paris, Bd. 6, S. 845, 1890, Bd. 8, S. 697, 1892/3.
61. —, Les Chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. serv. carte géol. France, Bd. III, Nr. 21, 1891/92.
62. —, Études sur les Ammonites des étages moyens du syst. jurass. Bull. Soc. Géol. France, 3. sér., Bd. 20, S. 277, 1892.
63. —, Traité de Géologie, Bd. II, Paris, 1908 11.
64. Heim, Arn, Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, Text III. Teil: Stratigraphie der unteren Kreide und des Jura. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 20, 1916.
65. Hennig, E., Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern. Berlin 1923.
66. Hochstetter, E. W. Ritter von, Die Klippe von St. Veit bei Wien. Jahrb. K. K. Geol Reichsanst., Bd. 47, 1897.
67. Hoyer, W., Über den mittleren Jura bei Hannover. I. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver., S. 6—10, 1908.

68. Jekelius, E., Die geologischen Verhältnisse des Burzenlandes. Führer d. d. Geol. Abt. d. Burzenl., Sächs. Mus. Kronstadt, 1920.
69. Jodot, Paul, Faune bajocienne du Djebel Mahsseur près d'Oudjda (Maroc oriental) Bull. Soc. Géol. France, 4. sér., Bd. 23. fasc. 3/4, S. 132—141, 1924.
70. Klüpfel, Walter, Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. Geol. Rundschau, Bd VII, S. 1—29, 1917.
71. —, Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundschau, Bd. VII, S. 97, 1917.
72. —, Über den Lothringer Jura. Jahrb. Preuß Geol. L.-A. Bd. 38, Teil I, S. 252, 1917.
73. Krimmel, Otto, Über Braunjura Epsilon. Diss. Tübingen 1886.
74. Krumbeck, Lothar, Beiträge zur Geologie von Nordbayern. VIII: Ein neuer Doggeraufschluß in Maximilianshütte bei Burglengenfeld (nördl. Regensburg). Sitz.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen, Bd. 52/53, 1920/21.
75. Lahusen, J., Die Fauna der jurassischen Bildungen des rjasánschen Gouvernements. Mém. d. Comit. géol., Bd. I, Nr. 1, St. Petersburg 1883.
76. Lapparent, A. de, Traité de Géologie, Bd. 2, 1906.
77. Lemoine, P., Besprechung von Nicolesco. Revue critique de Paléozoologie, S. 34, 1918.
78. Leuthardt, F., Die Fossilien der Humphriesi-Schichten aus dem Hauenstein-Basistunnel. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. XVI, S. 130—132, 1920/22.
79. —, Fossilien des oberen Doggers im Hauenstein-Basistunnel. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. XVI, S. 564—568, 1920/22.
80. —, Zur Palaeontologie des Hauenstein-Basistunnels. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. XIV, S. 674—677, 1918.
81. Loczy, L. v., Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten. Geologica Hungarica, Bd. I, S. 255, 1914.
82. Lohmann, W., Die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. d. Hunte und Engter. I. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver., S. 47, 1908.
83. —, Exkursion in das westliche Wiehengebirge. II. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver., S. XIX, 1909.
84. —, Stratigraphie und Tektonik des Wiehengebirges. III. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver., 1910.
85. Mauve, C. C., Geologische Untersuchungen im Molésongebiet. Eclogae geol. Helvet., Bd. 16, S. 374, 1920/22.
86. Mascke, E, Die Stephanoceras-Verwandten der Coronatenschichten von Norddeutschland. Diss. Göttingen, 1907.
87. Mayer, Ch., Tab. synchronique des terr. jurass., 1864.
88. Mayer, H. K., Das Vesullian, eine neue dreiteilige Jurastufe. Vierteljahresschr. d. Zürcher Naturf. Ges., 1879.
89. Menzel, Hans, Der Galgenberg und das Vorholz bei Hildesheim. Neues Jahrb. f Min. etc., S. 35, 1902, Bd. I.
90. Mestwerdt, Adolf, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Diss Göttingen, 1904.
91. Meyer, Erich, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 24, S. 349, 1903.
92. Meyn, L., Der Jura in Schleswig Holstein. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 19, S. 41, 1867.
93. Model, Mitt. über neue strat.-faunist. Beobacht. im Jura Frankens. Erlangen 1916.
94. Moesch, C., Der Aargauer Jura. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 4. Lief., 1867.
95. —, Der südliche Aargauer Jura. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 10. Lief., 1874.
96. Morris, J., u. Lycett, J., A monograph of the mollusca from the Great Oolite. Paläont. Soc. London, 1850—1854, mit Nachtrag.
97. Munier-Chalmas u. Lapparent, A. de, Note sur la nomenclature des terr. sédim. Bull. Soc. Géol. France, 3. sér., Bd. 21, S. 458, 1893.
98. Neumayr, M., Über einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalenschichten Jahrb. Geol. Reichsanst., Bd. 20, 1870.
99. —, Die Cephalopodenfauna der Oolite von Balin bei Krakau. Abhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. V, 1871.

100. Neumayr, M., Jurastudien: 3. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. 21, S. 297, 1871.
101. —, Jurastudien: 5. Der pieninische Klippenzug. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. 21, S. 450, 1871.
102. —, Über unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mittel-Europas. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. 28, 1878.
103. —, Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. der Akad. Wien, Bd. 50, 1885.
104. —, Über die Beziehung zwischen der russischen und der westeuropäischen Juraformation. Neues Jahrb. f. Min. etc., 1887, Bd. I.
105. Nicolesco, Constant, Sur un nouveau genre de Périsphinctidés (Bigotella) de l'oolithe ferrugineuse de Bajeux. Bull. Soc. Géol. France, 4. sér., Bd. 16, S. 153, 1916.
106. Nikitin, S. N., Cephalopoden des Moskauer Jura. Mémoires de Comité géol, Nouv. sér. livr. 70, 1916.
107. Nikschitsch, J., Die Juraablagerungen des Beckens der Bielaja am Nordhange des Kaukasus. Jsw. d. Geol. Komm., Nr. 4, S. 509—538, 1915.
108. Oertel, W., Der pommersche Lias. Mitt. Naturw. Ver. Neuvorpomm. u. Rügen, Bd. 48, 1922.
109. Oppel, A., Die Juraformation Englands, Frankreichs und des SW Deutschlands. Stuttgart, 1856—58.
110. Oppenheim, Über den Dogger und Malm der exotischen Klippen am Vierwaldstädter See. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1908.
111. d'Orbigny, A., Paléontologie francaise, Terrains jurassiques, Bd. I, Céphalopodes, 1842—49.
112. —, Prodrome de Paléontologie, Bd. I, Paris 1850.
113. Paris, Talbot E., Some inferior oolite Pectinidae. Quaterly Journal Geol. Soc., Bd. 71, S. 521, 1916.
114. Parona, Nuove osservazione sopra la fauna a l'età degli strati con Posid. alpina nei sette communi. Palaeontographica Italica, Bd. I, 1895.
115. Poelmann, Der Jura von Hellern bei Osnabrück. Diss. Münster 1912.
116. Pompeckj, J. F., Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geognost. Jahresh., Bd. 14, 1901.
117. —, Die Jurageschiebe Westpreußens und ihre Bedeutung für die Jurageographie. Schriften d. Naturf. Ges. Danzig, N. F. Bd. XI, S. LXIII, 1904.
118. —, Die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren NW und S Deutschlands. I. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver., 1908.
119. —, Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Antrittsvorles., Stuttgart 1914.
120. Popovici-Hatzeg, V., Les Céphalopodes du jurass. moyen du Mont Strunga (Massiv de Bucegi, Roumanie). Mém. Soc. Géol. France, Bd. XIII, No. 35, 1905.
121. Quenstedt, F. A., Cephalopoden, 1849 (Petrefaktenk. Deutschlands, Bd. I).
122. —, Der Jura, 1858.
123. —, Die Ammoniten des schwäbischen Jura, 1885—88.
124. —, Handbuch der Petrefaktenkunde, III. Aufl., 1885.
125. Rehbinder, B. v., Untersuchungen im Braunen Jura der Umgebung von Czenstochau im Jahre 1902. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 55, 1903.
126. —, Die mitteljurassischen Eisenerzführenden Tone längs dem südwestlichen Rande des Krakau-Wieluner Zuges in Polen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 65, 1913.
127. Renz, C., Der Jura von Daghestan. Neues Jahrb. f. Min etc., 1904, Bd. II.
128. —, Vergleiche zwischen dem südschweizerischen, appeninischen und westgriechischen Jura. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. 34, S. 264—296, 1923.
129. Reuter, Lothar, Dogger-Profile aus dem Gebiet von Neumarkt in der Oberpfalz. Neues Jahrb. f. Min. etc., 1905, Bd. I.
130. —, Der Obere Braune Jura am Leyerberg bei Erlangen. Sitz.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen, Bd 41, 1909.
131. Richardson, L., The inferior Oolite and contiguous deposits of the Doulting-Milborne-Port District (Somerset). Quaterly Journ. Geol. Soc, Bd. 71, S. 473—520. 1916.

132. Richardson, L., The inferior Oolite and contiguous deposits of the Crewkerne District (Somerset). Quaterly Journ. Geol. Soc., Bd. 74, S. 145—172, 1919.
133. Roemer, F. A., Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithen-Gebirges. Hannover 1836—39. Mit Nachtrag.
134. Roemer, Ferd., Die jurassische Weserkette, eine geognostische Monographie. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges, Bd. 9, 1857.
135. Roemer, Hermann, Die geologischen Verhältnisse der Stadt Hildesheim. Abhandl. Preuß. Geol. L.-A., Bd. V, 1, Berlin 1883.
136. Roemer, Johannes, Die Fauna der Aspidoides-Schichten von Lechstedt bei Hildesheim. Diss. Göttingen 1911.
137. Rollier, L., Phylogénie des principeaux genres d'Ammonoides de l'Oolithique et de l'Oxfordien. Archives Sc. phys. et natur. de Genève, 4. période, Bd. 28, 1912.
138. —, Les Faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. Zürich 1911.
139. —, Parallélisme des faciès du Dogger. Mém. Soc. Emul. Jura, Lons le-Saunier, 1913
140. —, Sur les rivages des mers médiojurassiques et médiocrétaciques en Suisse et dans les régions limitrophes. Sitz-Ber. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Teil 2, 1915, und in: Eclogae Geol. Helvet., Bd. 14, S. 11—14, 1916.
141. Satworizki, A., Mitteljurassische Tone am Fluß Kuban. Ber. d. Geol. Komm., Nr. 5, S 525, 1914.
142. Schalch, F., Der Braune Jura des Donau-Rheinzuges nach seiner Gliederung und Fossilführung Mitt. Bad. Geol. L.-A., Bd. 3, 1897—99.
143. Schlippe, A. O., Die Fauna des Bathonien im rheinischen Tieflande. Abh. z. Geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen, Bd. 4, H 4, 1888.
144. Schloenbach, U., Beiträge zur Paläontologie der Jura und Kreide-Formation im Nordwestlichen Deutschland. Paläontographica, Bd. 13, 1865/66.
145. Schlosser, M., Die Fauna des Lias und Dogger in Franken und der Oberpfalz. Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 53, 1901.
146. Schlotheim, E F. von, Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte usw. Gotha 1820.
147. Schlunk, Joh., Die Jurabildungen der Weserkette bei Lübbecke und Preußisch-Oldendorf. Diss. Göttingen 1904.
148. Schroeder, H., Die Schichten der *Parkinsonia subfurcata* in Norddeutschland. Jahrb. Preuß. Geol. L. A., Bd. 26, S. 81—93, 1905.
149. Schulte, L., Über die vorquartären Bildungen in der Umgebung von Cammin in Pommern. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 40, Teil II, Heft 3, S. LXXXIV—XCIV, 1919.
150. See, von, Geologische Untersuchungen im Weser-Wiehengebirge bei der Porta Westfalica. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 30, S. 628—716, 1910.
151. Seebach, K. v., Der Hannoversche Jura. Berlin 1864.
152. Siemiradzki, J. v., Neue Beiträge zur Kenntnis der Ammonitenfauna der polnischen Eisenoolithe. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 46, S. 501, 1894.
153. —, Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes. Paläontographica, Bd. 45, 1898/99.
154. Simionescu, Fauna jurassică din Bucegi. Acad. Romăna, N. II, Bucuresti 1898—1905. (Deutsch in: Verh. K. K. Geol. Reichsanst., 1905.)
155. —, Das Alter der »Klausschichten« in den Südkarpathen. Verh. K. K. Geol. Reichsaust., S. 212—217, 1905.
156. Smith, J. P., Die Jurabildungen des Kahlberges bei Echte. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 12, S. 288—356, 1891.
157. Sowerby, Mineral Conchology of Great Britain. London 1812—46.
158. Sowerby-Buckman, Illustrations of the specimens of the inferior oolithe Ammonites in the Sowerby Collection. Paläont. Soc., 1908.
159. Stauffer, Hans, Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland, Mitt. Naturf. Ges. Bern, 1920.
160. Stehn, E., Beiträge zur Kenntnis des Bathonien und Callovien in Südamerika. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. 49, 1923.
161. Steinmann, G., Zur Kenntnis des »Vesullians« im SW Deutschlands. Neues Jahrb. f. Min. etc., S. 251—263, 1880, Bd. II.

162. Steinmann, G., Die Abstammung der »Gattung *Oppelia*« Waag. Centralbl. f. Min. etc., S. 641, 1909.
163. Steuer, Alex., Doggerstudien. Habilitationsschrift, Jena 1897.
164. Strombeck, v., Der obere Lias und Braune Jura bei Braunschweig. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. V, S. 168, 1853.
165. Thalmann, Hans, Über das Bathonien von Engelberg. Ein Beitrag zur Dogger-Malmgrenze in den helvetischen Decken. Diss. Bern, Jahrb. Philos. Fak., II, 2, 1922.
166. —, Stratigraph. Unters. d. Bathonien der Umgebung von Engelberg. Mitt. Naturf. Ges. Bern, Bd. 6, 1922.
167. —, Das Bathonien von Engelberg und seine Fauna. Mitt. Naturf. Ges. Bern, Bd. 6, 1922.
168. —, Das Bannalpkonglomerat. Eclogae Geol. Helv., Bd. 17, S. 540—554, 1923.
169. Trauth, F., Über die Stellung der »pienninischen Klippenzone« und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 14, S. 105—265, 1921.
170. —, Über eine Doggerfauna aus dem Lainzer Tiergarten bei Wien. Ann. d. naturhist. Museums Wien, Bd. 36, S. 167—250, 1923.
171. Trenkner, W., Die jurassischen Bildungen der Umgegend von Osnabrück. 1. Jahresber. nat. Ver. Osnabrück, S. 26, 1870/71.
172. —, Die Juraschichten von Bramsche, Westerkappeln und Ibbenbüren. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 24, 1872.
173. —, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Osnabrück. Exkursionsbuch f. Geognosten, Osnabrück 1881.
174. Vacek, M., Über die Fauna der Oolithe von Kap San Vigilio. Abh. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. XII, Nr. 3, 1886.
175. Waagen, W., Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz. 1864.
176. Wermbter, H., Der Gebirgsbau des Leinetales zwischen Greene und Banteln. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 7, 1891.
177. Wessel, Th., Der Jura in Pommern. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 6, S. 306, 1854.
178. Wetzel, W., Lias und Dogger des Teutoburger Waldes südlich von Bielefeld. Centralbl. f. Min. etc., 1909.
179. —, Ein Konglomerat in den Grenzschichten zwischen Lias und Dogger des Teutoburger Waldes. 2. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver., S. X, 1909.
180. —, Faunistische und stratigraphische Untersuchung der Parkinsonienschichten des Teutoburger Waldes bei Bielefeld. Paläontographica, Bd. 58, S. 139—277, 1911.
181. Zieten, H. v., Versteinerungen Württembergs. 1830.
182. Zittel, K. A., Handbuch der Paläontologie, Bd. II, 1885.
183. Zittel Eastmann, Textbook of Paläontology, 1. ed., 1900.

Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen 1:25000:

Lief. 100, Blatt Harzburg, 2. Aufl., 1914, v. H. Schroeder.
» 174, » Goslar, 1913, v. Bode u. Schroeder.
» 174, » Vienenburg, 1912, v. H. Schroeder.
» 174, » Salzgitter, 1912, v. H. Schroeder.
» 182, » Hildesheim, 1915, v. v. Koenen u. Grupe.
» 153, » Salzhemmendorf, 1911, v. A. v. Koenen.
» 153, » Gronau, 1911, v. A. v. Koenen.
» 152, » Eschershausen, 1910, v. A. v. Koenen u. Grupe.
» 127, » Alfeld, 1906, v. A. v. Koenen, Müller, Grupe.
» 91, » Groß Freden, 1900, v. A. v. Koenen u. G. Müller.
» 127, » Dassel, 1906, v. A. v. Koenen, Grupe, Schmidt.
» 91, » Einbeck, 1900, v. A. v. Koenen.
» 71, » Gandersheim, 1895, v. A. v. Koenen.
» 185, » Heiligendorf, 1914, v. A. Mestwerdt.

Nachtrag:

184. Wetzel, W., Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des mittleren Doggers von Nordwesteuropa. Paläontographica, Bd. 65, 1924.
185. Fischer, Hugo, Zur Stratigraphie des Doggers bei Gosheim. Jahresb. Oberrh. Geol. Ver. 1924, N. F., Bd. 13.

Tafelerklärung

Tafel 4

		Seite
Fig. 1.	*Strenoceras subfurcatum* Zieten, Osterfeld bei Goslar	138
» 2, 3.	» » » var. *arietiforme* nov. var. Lindenbruch, rote Lage	140
» 4.	» *Niortense* d'Orb., Osterfeld bei Goslar	141
» 5.	» » » Lindenbruch, grüne Lage	141
» 6.	» » » » rote Lage	141
» 7.	» *oolithicum* Quenstedt, Osterfeld bei Goslar	142
» 8.	» *latisulcatum* Quenstedt, Lindenbruch, rote Lage	144
» 9, 10.	» *latidorsatum* nov. sp., Lindenbruch, rote Lage	145
» 11, 12.	» » » » Osterfeld bei Goslar	145
» 13.	*Garantia baculata* Quenstedt, Subfurcatenschichten, Bethel bei Bielefeld	154
» 14.	» *protracta* nov. sp., Lindenbruch, grüne Lage	155

Tafel 5

		Seite
Fig. 1.	*Garantia Garanti* d'Orbigny, Lindenbruch, rote Lage	152
» 2.	» *Schroederi* nov. spec., Lindenbruch, rote Lage	156
» 3.	» » » » Osterfeld bei Goslar	156
» 4.	» » » » Lindenbruch, rote Lage	156
» 5.	» *rhomboidea* » » » » »	165
» 6.	» *uncinata* Quenstedt, Osterfeld bei Goslar	159

Tafel 6

		Seite
Fig. 1, 2.	*Garantia crassa* nov. spec., Lindenbruch, rote Lage	159
» 3, 4.	» *rhomboidea* nov. spec., Lindenbruch, rote Lage	165
» 5, 6.	» *conjugata* Quenstedt, » » »	162
» 7.	» *Schroederi* nov. spec., » » »	156
» 8.	» *densicostata* Quenstedt, » » »	163
» 9.	» » » » grüne Lage, fein berippte Varietät	163
» 10.	» *inflata* nov. sp., Lindenbruch, rote Lage, Wohnkammer evolut	160

Tafel 7

		Seite
Fig. 1.	*Garantia densicostata* Quenstedt, Siechenbach, oberhalb Hiddesen bei Detmold, Wohnkammer	163
» 2.	» » » Lindenbruch, rote Lage, stark berippte Varietät	163
» 3—5.	» *inflata* nov. spec., Lindenbruch, rote Lage	160
» 6.	» » » » Hellern bei Osnabrück, Subfurcatenschichten, Sammlung Haack, Bruchstück mit Loben	160
» 7.	» » » » dasselbe, Bruchstück mit Internlobus	160
» 8.	» *minima* Weizel, Bodzanowitz, Oberschlesien (Samml. Rehbinder), mit Ohransatz	171
» 9.	» » » Lipitze (Samml. Dürre), Bruchstück mit Ohren	171

Tafel 8

		Seite
Fig. 1.	*Garantia Wetzeli* Trauth, Untere Parkinsonienschichten, Bielefeld (Samml. Haack)	169
» 2a.	*Parkinsonia rota* Schroeder, Lindenbruch, grüne Lage	173
» 2b.	» » » » Rückenansicht bei Dm 35 mm	173
» 3a.	» » » » grüne Lage	173
» 3b.	» » » » Rückenansicht bei Dm ca. 65 mm	173
» 4.	*Parkinsonia inferior* Mascke, Subfurcatenschichten, Bethel bei Bielefeld	174
» 5.	*Bigotites Martiusi* d'Orb., Subfurcatenoolith, unterhalb Burgleshof, Blatt Jungingen, Hohenzollern (Samml. Schmierer)	179
» 6.	» » » Tangenbach bei Horn, Rückenansicht eines Bruchstückes bei Dm ca. 75 mm	179
» 7.	» *Lucretius* d'Orb, Hansastollen bei Harlingerode	178
» 8.	» » » dasselbe, Rückenansicht des zweiten Ex	178

Tafel 9

		Seite
Fig. 1, 2.	*Bigotites Hennigi* nov. spec., Hansastollen bei Harlingerode	180
» 3.	» » » » Lindenbruch, grüne Lage	180
» 4.	» » » » dasselbe, Rückenansicht bei Dm 33 mm . .	180
» 5.	» *Schmiereri* nov. spec., Lindenbruch, rote Lage	181
» 6a.	» » » » Subfurcatenoolith, Zielenbohl bei Zillhausen, Wttbg. (Samml. Schmierer) . .	181
» 6b.	» » » » dasselbe, Rücken bei Dm 46 mm . . .	181
» 7.	» » » » Lindenbruch, rote Lage	181

Soweit nichts anderes angegeben, stammen die Stücke aus den Subfurcatenschichten. Sie befinden sich sämtlich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt und wurden in natürlicher Größe abgebildet.

Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Soonwaldes

Von Herrn **A. Leppla** (†)[1])

Der Soonwald ist in seinem geologischen Aufbau weit weniger bekannt als der benachbarte Taunus und Idar- und Hochwald. Eine Reihe von Übersichtsbegehungen hat Gelegenheit gegeben, diese Lücke etwas auszufüllen. Über die Ergebnisse wird in folgendem kurz berichtet.

Unterdevon

In der Gliederung des Unterdevons, die ohnehin von der Saar bis zur Wetterau keine bedeutenden Abweichungen zeigt, ist auch in diesem Zwischenstück keine Abweichung festzustellen. Der Taunusquarzit hebt sich nicht plötzlich, sondern allmählich dadurch heraus, daß sich die südöstlich geneigten Faltenwürfe von SW nach NO langsam emporheben. Diese Hebung wird durch Querbrüche öfters unterstützt. Nur die beiden nördlichen Quarzitzüge Altenburg-Opel und Wildburg-Simmerkopf-Schanzerkopf heben sich so hoch empor, daß zwischen ihnen die bunten Schiefer des Gedinnien an die Oberfläche kommen. Es liegt nahe, hier an gleichgeneigte Flügel eines Sattels zu denken, aus dessen Kern sich die bunten Schiefer emporheben. Indes an beiden Enden dieses »Sattels«, am Simmerbach bei Henau und am Guldenbach bei Seibersbach zeigen sich zwischen den Verlängerungen beider Quarzitzüge die Hunsrückschiefer, also eher Einmuldungen als Sattelungen. Wie sich diese Widersprüche lösen werden, werden weitere Forschungen zeigen müssen. Zwischen dem mittleren Quarzitzug Schwarzerden-Alteburg-Opel und dem südlichen Zug Kisselbacher Hütte-Odstein-Steineberg-Weißenfels treten nur hangendere Tonschiefer (Hunsrückschiefer) zutage. Die beiden Quarzitzüge scheinen sonach eine Muldenfalte zu bilden. Da im Süden des südlichen Quarzites anscheinend ebenfalls hangende Schiefer auflagern, so würde dieser Zug wiederum als eine Sattelfalte zu gelten haben. Alle diese Schlüsse gelten natürlich nur unter Außerachtlassung erheblicher streichender Störungen, Überschiebungen usw., die zweifellos vorhanden sind. Zu der gemachten Annahme, daß die Schiefer im Süden des südlichen Quarzitzuges bis zum

[1]) Aus dem Leppla'schen Nachlaß druckfertig gemacht von K. Schlossmacher.

unzweifelhaften Vordevon hin zu den hangenden Schiefern des eigentlichen Taunusquarzits gehören mögen, zwingen mehrere Gründe. In erster Linie die Tatsache der großen Ähnlichkeit in den Gesteinen. Die Aufschlüsse am Guldenbach unterhalb des Bahnhofes Stromberger Neuhütte, am Gräfenbach ober- und unterhalb der Rothmüle, nicht minder diejenigen bei Seesbach, dann zwischen Kellenbach und Heinzenberg und zwischen Kallenfels und Hahnenbach zeigen Tonschiefer, die von den eigentlichen Hunsrückschiefern nicht zu unterscheiden sind. Wohl gebe ich zu, daß diese Schiefer gegen die Vordevongrenze oft phyllitisch werden, glänzen, Serizit aufnehmen und sehr starke Spuren von Verquetschung und Verdrückungen zeigen, so daß sie flaserig, blättrig und stengelig werden. Als zweiter Hauptgrund für meine Annahme gilt mir die Einlagerung von echten Quarziten und quarzitischen Schiefern; ich kenne solche bei Seesbach, am Beilstein zwischen Waldfriede und Entenpfuhl, bei Gebroth und Schweppenhausen. Es scheint mir auch wahrscheinlich, daß die Quarzite des Steinkallenfels im Hahnenbachtal bei Kirn, ebenso wie diejenigen am linken Naheufer zwischen Münster und Bingerbrück, von einigen Ausnahmen abgesehen, das nämliche Alter beanspruchen können. Als Gesichtspunkt gegen meine Annahme kommt der Mangel ähnlicher Tonschiefer und Quarzite in dem sicher bekannten Unterdevon, sowohl unter dem Taunusquarzit wie über dem Hunsrückschiefer und selbst innerhalb des Vordevon hinzu. Dahingestellt bleibe vorerst noch, ob nicht auch die an Tonschiefer reichen grauen Quarzite des oberen Taunusquarzites zum Altersvergleich herangezogen werden können, wie ich sie im westlichen Rheingau bei Rüdesheim (Bl. Rüdesheim) ausgeschieden habe. Ihnen sind Tonschiefer zwischengelagert, die den Hunsrückschiefern stofflich und im Aussehen sehr nahe stehen.

In der Nähe der Drususbrücke bei Bingen, am Südhang der Fustenburg und zwischen Stromberg und Eckenroth, sowie am Nordende von Abenteuer im Trauntal (am Hochwald, Bl. Buhlenberg) u. a. a. O. treten zwischen diesen Tonschiefern und Quarziten bunte Schiefer zu Tag, die sonst dem Gedinnien eigen sind. Wie sich diese Erscheinungen deuten lassen, müssen weitere Untersuchungen lehren.

Die Quarzitzüge werden von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt. Mit großer Deutlichkeit beobachtet man ferner z. B. an der Altenburg, am Hölzer Kopf, am Westend des Opels usw. ausgesprochene N-S-Brüche.

Die Grenze gegen das Vordevon ist verhältnismäßig scharf, wenngleich sie nirgends aufgeschlossen ist. Sie muß als eine Verwerfung aufgefaßt werden.

Vordevon

Im Vordevon zeigt sich in der Nähe der Störung durchweg ein dicker grüner-grüngrauer plattiger Schiefer von scheinbar ziemlich gleichmäßigem dichtem Gefüge. Zwischen diesen oft als sog. Diabasschiefer bezeichneten Gesteinen und an ihrer Sohle, d. h. gegen das auflagernde Unter-Rotliegende zu zeigen sich graue, hellgraue auch grünlichgraue phyllitische und oft glimmerreiche, stark gefaltete, und verquetschte serizitische Schiefer. die in mancher Hinsicht den Eppsteiner Schiefern im Taunus ähnlich sind.

Hervorzuheben ist, daß die vordevonischen Schiefer bei Argenschwang durch eine streichende Verwerfung vom Unteren Rotliegenden (Obere Kuseler Stufe) getrennt sind und zwar hat diese Störung nach einem auf Kohle gerichteten Versuchsschacht zu schließen, ein steiles Einfallen nach NW. Das alte Gebirge ist also hier anscheinend auf das steilgestellte Unter-Rotliegende aufgeschoben, ein Vorgang, der sich auch am Südrand des Kohlengebirges an der Saar am sog. südlichen Hauptsprung wiederholt.

An der Klebmüle, oberhalb Langental, am rechten Ufer des Gaulsbaches kann die normale Auflagerung der oberen Kuseler Schichten auf dem Vordevon mit wünschenswerter Genauigkeit auf eine kurze Strecke beobachtet werden.

Diluvium

Die Aufhäufung von Quarzitschutt am Fuß der Quarzitzüge in den breiten Talmulden zwischen diesen, wie auch auf den flachen Schiefergehängen außerhalb der Quarzitzüge erreicht sehr beträchtliche Ausdehnungen. Mehr als 3 km vom Anstehenden entfernt trifft man die scharfkantigen großen Blöcke und Brocken von Quarzit.

Trotz der auffälligen Form dieses Schuttes, seines Schichtungsmangels und seiner großen Ähnlichkeit mit einer Grundmoränenpackung kann ohne entscheidende Kennzeichen, wie Stirn- und Seitenmoränen, nicht an eine glaziale Entstehung gedacht werden. Dennoch mag er in der Hauptsache eiszeitlichen Alters sein.

Beobachtungen über Eocän und Endmoränen in der Prignitz

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin

Im Herbst 1924 hatte ich Gelegenheit, bei einer Gutsuntersuchung auf den Blättern Gr. Pankow, Bäck und Perleberg auch diesen Teil der Prignitz, der an mein früheres Aufnahmegebiet anstößt, näher kennen zu lernen und dabei einige Beobachtungen von m. E. weitergehendem Interesse zu machen.

Es finden sich hier in diesem Gebiet, das ein sehr ebenes, von Oberen Sanden und Oberem Geschiebelehm bedecktes Gelände darstellt, vielfach kleinere und größere Schollen sehr auffallender, grünlich gelber bis gelbgrüner, sehr fetter, seifig-schmieriger, meistens völlig kalkfreier Kolloidtone, die nur sehr selten nach unten zu in graue, sich auffallend kittartig anfühlende, kalkarme Tonmergel übergehen. Diese Tone und Tonmergel sind völlig verschieden von allen diluvialen, miocänen und oligocänen Tonen, die ich kenne, und haben eine ganz auffallende Ähnlichkeit mit den schleswig-holsteinischen Untereocäntonen, die durch Fauna als solche belegt sind[1]), sowie z. T. mit den merkwürdigen gelben, schmierigen Tonen, die in der Ziegelei Predöhl (N von Pritzwalk) und bei Giesensdorf[2]) vielfach vorkommen, dort aber mangels aller Fossilien und beweisender Geoden in ihrer Altersstellung nicht bestimmt werden konnten.

Es ist mir persönlich nicht zweifelhaft, daß wir es hier im Perleberger Gebiet ebenfalls mit losgerissenen, größeren oder kleineren Schollen von Untereocäntonen zu tun haben, die z. T. in die Grundmoräne verarbeitet sind, z. T. aber noch intakt in dieser stecken bezw. unter ihr hervorkommen.

Die physikalische Beschaffenheit dieser Tone fällt selbst den Drainagearbeitern auf — sie »lassen nicht vom Spaten los« —; man kann aen Bohrer sehr leicht hineinschlagen, aber sehr schwer wieder herdusziehen, und in den unteren, schwach kalkhaltigen Partieen haben sie die undefinierbare Beschaffenheit, die ich nur als »kittartig« bezeichnen kann, und die niemand, der sie einmal zwischen den Fingern verrieben

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Hamwarde, Lieferung 168, und die sonstige bekannte Untereocäntonliteratur.

[2]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Schmolde, Lieferung 252.

hat, jemals mit etwas anderem verwechseln wird. Aufschlüsse sind in ihnen nicht vorhanden bezw. die ganz alten »Mergelgruben« darin sind völlig verstürzt und stehen bis oben voll Wasser. Über die Führung von Toneisensteingeoden ist also auch nichts zu ermitteln.

Stellenweise wechsellagern sie mit Bänken und Streifen von normalem Geschiebelehm und mit Partieen hochgradig eisenschüssiger, völlig kalkfreier, feiner Kiese bezw. grober Sande, die offenbar ebenso als abgerissene Schollen älterer Schichten in die obere Grundmoräne aufgearbeitet sind wie die Tone selbst.

Stellenweise ist die Moräne zum erheblichen Teil aus solchen grüngelben Tonen mit nur wenig Sand und Kies zusammengequetscht — anderswo ist sie wieder ganz normal wie der sonstige magere märkische Geschiebelehm.

Auffällig ist, daß diese Obere Grundmoräne hier bis zu sehr großer Tiefe entkalkt und verwittert ist; ich habe bis zu 2,8—3,5 m Geschiebelehm beobachtet, unter dem erst der Geschiebemergel anfing. Ob das nur an der kalkarmen Beschaffenheit dieser Prignitzer Oberen Grundmoräne liegt oder an ihrem höheren Alter — sie liegt sehr weit vor dem großen baltischen Moränenzuge — will ich dahingestellt sein lassen.

Merkwürdig ist in diesem Gebiet die große Zahl auffallend großer Geschiebe — außer den schon in den Erläuterungen zu Blatt Perleberg erwähnten sind in neuerer Zeit beim Dampfpflügen zwei derartige Riesenfindlinge ans Tageslicht gekommen — einer auf Wolfshagen von $7 \times 4 \times 3$ m Größe, der gesprengt ist, und einer bei Gr. Pankow, der nach den Angaben von Augenzeugen etwa $8 \times 5 \times 3{,}5$ m — »wie ein großes Heufuder« — groß und noch vorhanden ist; er hat allen Versuchen, ihn zu bewegen, bisher den nachhaltigsten Widerstand entgegengestellt und soll als Kriegsgedenkstein verwendet werden!

Bei dieser Gelegenheit habe ich mir auch den merkwürdigen Höhenzug angesehen, der vom Golmer Berg bei Gr. Linde in etwa NO—SW-Richtung nach Perlhof bei Perleberg und östlich der Stepenitz von Lübzow über den Weißen Berg, Klapperberg, Schwarzen Berg, Heideberg und weiter über den Butterberg, Windmühlenberg von Kl. Gottschow zum Heidberg von Guhlsdorf in annähernd W—O-Richtung streicht und sein Vor- und Hinterland z. T. sehr schroff um 25—30 m überragt.

Dieser sehr unregelmäßig, z. T. aus groben und feinen Sanden, z. T. aus groben Kiesen mit einer z. T. nicht gerade knappen Beschüttung von bis zu $^3/_4$ m großen Geschieben (die allerdings in steigendem Maße gesprengt werden!) aufgebaute Höhenzug ist auf den Meßtischblättern Bäck und Perleberg als Os gedeutet, hat aber weder in seiner äußeren Erscheinung irgend eine Ähnlichkeit mit anerkannten Osern Norddeutschlands, Dänemarks und Estlands — er ist viel massiger und z. T. in typische Moränenkuppen aufgelöst —, noch stimmt seine Richtung auch nur annähernd mit der möglichen Eisbewegung überein, sondern liegt gerade quer davor, so daß diese Deutung als Os schwer verständlich ist, besonders wegen der so charakteristischen, staffelartigen

Verschiebung (Hintereinandersetzung) der beiden Flügel am Durchbruchstal der Stepenitz, das ein typisches Gletschertor mit Abflußtal darstellt!

Auf der 500 000-teiligen Übersichtskarte der Mark ist dieser Höhenzug jetzt als Staumoräne dargestellt, die von einem Os durchbrochen wird.

Daß dieser Zug aus den oben dargelegten Gründen eine sehr schöne, ganz typische Endmoräne ist, ist m. E. ganz zweifellos — er deutet in seiner nördlichen Fortsetzung ganz unverkennbar nach der gewaltigen Endmoräne der Ruhner Berge hin und setzt sich nach Osten ganz offensichtlich und zweifelsohne über das ganze Blatt Lindenberg und Kolrep fort bis zu den Endmoränen bei Wittstock — wo in ihm aber Aufschlüsse vorhanden sind, zeigen sie ganz ungestörte horizontale Schichtung, was ausgesprochenermaßen seine frühere Deutung als Os bewirkt hat, trotz der damit unvereinbaren Richtung und Morphologie. Es gibt also auch typische, wallartige Endmoränen ohne Aufpressungserscheinungen und antiklinalen Schichtenbau, sondern mit ungestörter horizontaler Schichtung!

Welche Bildung aber zu der Darstellung des diese Endmoräne durchbrechenden Oses längs der Stepenitz Veranlassung und Grundlage gegeben hat, ist nicht ersichtlich. — Die Stepenitz wird zu beiden Seiten bis zu dem Moränenwall nur von flachen Talsanden und ganz flachen Oberen Sanden begleitet (wenn man diese überhaupt noch von der Talsandterrasse abgrenzen will!).

Transgressionen und Gebirgsbildungen im älteren Palaeozoicum des südlichen Mittelharzes

Von Herrn **Walter Schriel** in Berlin

Mit 12 Textfiguren[1])

Das Gebiet des südlichen Mittelharzes ist seit den Aufnahmen BEYRICH's und LOSSEN's (29) während der sechziger und siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts einer näheren geologischen Untersuchung nicht mehr unterzogen worden. Die neueren Arbeiten KOCH's (20—23) und DENCKMANN's (10—11), in denen eine Umdeutung der Stratigraphie der altpaläozoischen Harzschichten auch im Gebiet des Südharzes versucht wurde, beruhen für den südlichen Mittelharz nur auf kürzeren Übersichtsbegehungen, aus denen sich ein Gesamtüberblick über das Gebiet nicht gewinnen läßt. Lediglich eine Neuaufnahme konnte hier Wandel schaffen.

Die im Auftrage der Landesanstalt während der Nachkriegsjahre vorgenommenen Untersuchungen und Aufnahmen, die sich in erster Linie auf die Blätter Harzgerode, Hasselfelde, Benneckenstein und Zorge erstreckten, lassen in manchen Punkten bereits jetzt eine Gliederung zu, die nicht allein für den südlichen Mittelharz, sondern auch für weitere Teile des Unterharzes Geltung haben dürfte. Diese Gliederung bestätigt in manchen Beziehungen die Annahmen KOCH's und DENCKMANN's, weicht aber anderseits auch davon ab.

Hierbei muß festgestellt werden, daß eine Umdeutung ganzer Schichtenkomplexe LOSSEN's in dem Sinne, wie sie von LEPSIUS in seiner Geologie von Deutschland vom Studierzimmer aus geübt wird, (z. B. Tanner Grauwacke = Culmgrauwacke oder Zorger Schiefer = Posidonienschiefer) zu Trugschlüssen führt, da sich bei der Spezialaufnahme immer wieder herausstellte, daß sämtliche Stufen LOSSEN's (h_1—h_4) die verschiedensten stratigraphischen Horizonte vom Silur bis zum Culm in sich schließen (vergl. Tabelle auf S. 201).

[1]) Die Textfiguren wurden dem bei der Firma Bornträger erscheinenden Geologischen Führer durch den Harz von DAHLGRÜN, ERDMANNSDÖRFFER, SCHRIEL entnommen.

Die von Beyrich und Lossen bei ihren Aufnahmen im südlichen Mittelharz gewonnene und von E. Kayser später vertretene und im weiteren Gebiet des Unterharzes angewandte Stratigraphie sei hier kurz angegeben:

Tabelle der im südlichen Mittelharz in den Lossen'schen Stufen h_1—h_4 und t_1 nachgewiesenen stratigraphischen Horizonte

Lossen'sche Bezeichnung			Tanner Grauwacke einschl. Plattenschiefer h_1	Wieder Schiefer h_2	Einlagerungen im Wieder Schiefer				Hauptkieselschiefer h_3	Zorger Schiefer h_4	Einlagerungen im Zorger Schiefer		Elbingeröder Grauwacker t_1
					π »Hauptquarzit«	γ Grauwackeneinlagerung	ζ Kiesel- u. Wetzschiefereinlagerung	$\varkappa$ Kalkeinlagerung			γ Grauwackeneinlagerungen	ζ Kiesel- u. Wetzschiefereinlagerungen	
Culm	Culmgrauwacke		+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+
	Culmtonschiefer		.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
	Culmkieselschiefer		.	.	.	.	+	.	+	.	.	+	.
Devon	Oberdevon		+	+	.	.	.	+	.	+	+	+	.
	Mitteldevon	Oberes Mitteldevon	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
		Unteres Mitteldevon	+	+	+	.	+	+	.	.	.	.	.
	Unterdevon	Oberkoblenz	+	+	+	+	+	+	.	.	.	.	.
		Unterkoblenz	+	+	+	+	+	+	.	.	.	.	.
Silur	Obersilur	Ludlow	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.
		Wenlock Tarannon	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.	.
		Llandovery	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.

+-Zeichen bedeutet, daß der betreffende Horizont in der Lossen'schen Stufe vertreten ist.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

5. Elbingeröder Grauwacke (t_1) Unterdevon,
4. Zorger Schiefer (h_4) mit Kiesel- und Wetzschiefer- (ξ) sowie Grauwackeneinlagerungen (γ),
3. Hauptkieselschiefer (h_3),
2. Obere Wiederschiefer (h_2) mit Einlagerungen von Diabasen (D), Wetz- und Kieselschiefer (ζ), Grauwacken (γ) und Kalken ($\varkappa$), Hauptquarzit π (als Einlagerung im Wiederschiefer, trennt Untere und Obere Wiederschiefer),
   Unterer Wiederschiefer (h_2) mit denselben Einlagerungen wie der Obere Wiederschiefer,
1. Tanner Grauwacke inkl. Plattenschiefer (h_1).

Die Schichten h_1—h_4, als älteres hercynisches Schiefergebirge bezeichnet, sollten nach Beyrich's und Lossen's Auffassung einem Schichtenkomplex angehören, der den Etagen F. G. und H. Barrande's gleichartig und älter als das rheinische Devon ist. Die älteste dieser Stufen, die Tanner Grauwacke, durchzieht nach Lossen in Sattelstellung den Unterharz; nach Süden wie nach Norden folgen bis zur Auflagerung durch postvaristische Formationen jüngere paläozoische Schichten bis einschließlich der Elbingeröder Grauwacke. Diese tektonische Auffassung Lossen's wurde hinfällig, als schon zu seinen Lebzeiten durch Frech[1]) die Lossen'sche Stratigraphie durch den Nachweis von Mitteldevon in den Oberen Wiederschiefern bei Hasselfelde (15—16) erschüttert wurde. Durch die später einsetzenden Untersuchungen Koch's und Denckmann's, vor allem durch den Nachweis von Silur und Devon in h_2, bröckelte nun immer mehr von dem stratigraphischen Gebäude Lossen's ab, bis man erkannte, daß weder Umdeutung noch Übersichtsbegehung, sondern nur die Spezialkartierung[2]) im Unterharz eine Klärung geben konnte.

Da die fast ausschließlich nach petrographischen Gesichtspunkten durchgeführte Kartierungsmethode Lossen's versagt hatte, mußte sich die Neuaufnahme in erster Linie auf die stratigraphischen Befunde stützen. Die bisher bekannten Fossilfundpunkte genügten jedoch nicht, um die äußerst verwickelte Stratigraphie und Tektonik zu klären. Neue Fossilfundpunkte mußten gesucht werden. Vor allem aber waren außer den nach ihrem Fossilinhalt meist bekannten Kalken andere Gesteinsarten, in erster Linie die Schiefer, Grauwacken und Kieselgallen, wie dies bereits von Denckmann in den Vorjahren geschehen war, nach tierischen Resten zu durchsuchen. In der Tat haben gerade diese Gesteine zahlreiche neue, für die Stratigraphie wichtige Faunen geliefert. Auf Grund dieser konnte eine Neugliederung der »Hercynschichten« erfolgen. Sie ergab das Vorhandensein ausgedehnter Siluraufbrüche neben devonischen und culmischen Schichten. Eine Gliederung des Silurs ist inzwischen von Dahlgrün (6—7) erfolgt. Auf diese stützt sich auch die Untersuchung der Siluraufbrüche zwischen Hasselfelde und Zorge.

[1]) Bereits Roemer rechnete diese Schichten zum Mitteldevon.
[2]) Zur Zeit sind im südlichen Unterharz neu aufgenommen: Bl. Benneckenstein, Hasselfelde; Zorge, Harzgerode, Stolberg z. T.

Für die devonischen Schichten wurden neue Beobachtungen gesammelt, die Aufschluß gaben über Alter und die Facies der devonischen Sedimente und das Vorhandensein der caledonischen sowie älterer varistischer Faltungsphasen. Endlich ließ die Gliederung der Culmschichten und die Erkenntnis ihrer Lagerungsverhältnisse zum Liegenden Einblick gewinnen in die äußerst verwickelten tektonischen Erscheinungen eines während der varistischen Faltung alpinotyp gefalteten Gebietes.

Stratigraphischer Teil

Silur (Obersilur)

Es ist das Verdienst DENCKMANN's, auf den wesentlichen Anteil, den das Silur an dem Aufbau des Unterharzes besitzt, hingewiesen zu haben. Wenn auch gerade im südlichen Mittelharz die Bedeutung dieser Formation gegenüber dem Ostharz, wo sie weite Flächen einnimmt, zurücktritt und manche Horizonte, für die DENCKMANN silurisches Alter annahm, nach ihrem Fossilinhalt beim Devon verbleiben, so befinden sich doch im Gebiet zwischen Stiege und Hasselfelde sowie im oberen Selketale bei Güntersberge und Allrode ausgedehnte Silurhorizonte, deren Stratigraphie und Tektonik bereits von DENCKMANN und DAHLGRÜN untersucht ist, so daß ich nur auf diese Arbeiten hinweise. Nach Westen nimmt, wie bereits erwähnt, das Silur an Ausdehnung ab. Größere Siluraufbrüche befinden sich hier nur bei Benneckenstein und nördlich Zorge. Nach ihrem Fossilinhalt handelt es sich um Schichten des Llandovery, Tarannon, Wenlock und Ludlow, die sich ungezwungen in die von DAHLGRÜN aufgestellte Zonenfolge, die ich hier in gekürzter Form anführe, eingliedern lassen.

Ludlow (sio_3)	Obere Grauwackenzone: Schiefer mit Grauwacken und Kalklinsen, Kieselcarbonatlinsen und Kieselgallen, Zone der Graptolithenschiefer im engeren Sinne mit Einlagerungen von Diabasen,
Wenlock bis Tarannon (sio_2)	Oberer Quarzithorizont: Schiefer, Quarzite und Sandsteine,
Llandovery (sio_1)	Unterer Quarzithorizont: Quarzitlinsen und verruschelte Tonschiefer, Unterer Grauwackenhorizont: Grauwacken und Tonschiefer.

Llandovery (sio_1)

Die ältesten bis jetzt im südlichen Mittelharz bekannten Schichten gehören dem Llandovery an. Sie treten am Hütteberge östlich der Straße Hasselfelde-Stiege als ruschelige Schiefer mit Quarzitlinsen auf. Nach ihrer Fauna handelt es sich um die Graptolithenhorizonte 22—25 der englischen Einteilung. Dem tieferen Llandovery gehören ferner Schichten an, die an der Straße von Stiege nach Güntersberge südlich von »Auf der Schanze« anstehen. Ihr Vorhandensein ist

erst kürzlich von Dahlgrün festgestellt. (Unterer silurischer Grauwackenhorizont). Gleichaltrig mit dem Silur vom oberen Selketal ist ein Vorkommen nordwestlich von Benneckenstein. Hier treten in einem Bahneinschnitt der Nordhausen-Wernigeröder Eisenbahn zwischen Benneckenstein und Sorge (Jagen 75 südwestlich der Silberkuhle) zwischen Plattenschiefer und Tonschiefer mit Grauwackenbänken weiche, mürbe, allerdings meist durch Abhangsschutt überdeckte Schiefer zutage; in ihnen sind von Beushausen Graptolithen des Llandovery gesammelt worden. Es handelt sich um *Monograptus Clingani* Carr. und *Monograptus decipiens* Törnqu. Außerdem liegt noch ein gut erhaltener Kelch eines *Scyphocrinus* vor.

Die beiden Graptolithen sind Formen, die für die Zonen 19 und 20 des Llandovery charakteristisch sind. Da der oben erwähnte Fundpunkt nur geringe Ausdehnung besitzt, so läßt sich über die petrographische Beschaffenheit dieser Stufe sowie über die Lagerungsverhältnisse zu den Nachbargesteinen nichts Bestimmtes sagen. Allem Anscheine nach handelt es sich um einen örtlich beschränkten, kleinen Aufbruch des Silurs im Devon.

Wenlock und Tarannon (sio_2)

Beide Stufen lassen sich bei der geologischen Aufnahme nicht trennen, da sie einander petrographisch gleichen. Es sind mürbe oder auch verruschelte Tonschiefer von bald heller, bald dunkler Farbe. Als charakteristische, dem Ludlow fehlende Einlagerungen, sind in erster Linie Quarzite und Quarzitschiefer zu nennen, die im Gegensatz zu den Quarzitlinsen des Llandovery, oft starken Kalkgehalt aufweisen. Ferner sind Wetz- und Kieselschiefereinlagerungen keine Seltenheiten. Auch mürbe Sandsteinbänke mit Pflanzenresten wurden beobachtet. Die wichtigste Fundstelle für die Fauna dieser Stufe bildet der Eisenbahneinschnitt an der Stieger-Hasselfelder Bahn (6, S. 175) westlich vom Nieder-Mühlenberg bei Stiege. Es finden sich hier die Graptolithen der Zone 22—31. Ferner wurde dieselbe Stufe im Eisenbahneinschnitt der Nordhäuser-Wernigeröder Bahn im Laubhüttental unter der Brücke des von Trautenstein nach Rothesütte führenden Fahrweges festgestellt. Hier fanden sich:

Monograptus dubius Suess
» *Flemingi* Salt.
» sp.

Dem Wenlock und Tarannon dürften endlich noch Schiefer und Quarzite angehören, die östlich von Benneckenstein in einem Hohlweg anstehen, der von P. 526,2 zur Rappbode hinab führt. Die hier aufgeschlossenen Gesteine stellen, wie die im Streichen hiervon festgestellten Graptolithen andeuten, Übergangsschichten vom Wenlock zum Ludlow dar. Weiter unten im Tale der Rappbode lassen sich echte Wenlockgesteine anstehend beobachten. Sie werden weiter südlich normal vom Unterkoblenz überlagert.

Ludlow (sio_3)

Die jüngsten silurischen Schichten im südlichen Mittelharz ge-

hören dem Ludlow an und treten als dunkle, oft auch gebleichte Graptolithenschiefer auf. In ihnen finden sich als Einlagerungen neben körnigen Diabasen Kieselgallen- und Kieselschieferlinsen, die zwei verschiedenen Horizonten angehören, nämlich einem höheren, im eigentlichen Ludlow, und einem tieferen, in der Nähe der Grenzschichten zum Wenlock.

Die Hauptverbreitungsgebiete des Ludlow befinden sich im Gebiet des Benneckensteiner und Hasselfelder Silursattels. Neben kleineren Aufbrüchen wurde Ludlow noch festgestellt im Laubhüttental im Verbande mit Wenlock und am Südfuße des Grauberges, wo es, vom Devon umgeben, zutage tritt. Sodann ist noch das Vorkommen an zwei anderen Stellen bei Zorge zu erwähnen, nämlich an der Straße Zorge-Nullpunkt (Westhang des Mollenberges) und wahrscheinlich, mit diesem zusammenhängend, ein Aufbruch im Großen Bruchmannstal nordwestlich des Neuen Teiches. Auf diese beiden letzten Aufschlüsse werde ich weiter unten noch zurückkommen.

Die Schichten des Hasselfelder Sattels gehören dem Unterludlow (Zone 32—36) an. Etwas älter ist das Silur des Benneckensteiner Sattels. Schon das Zurücktreten der körnigen Diabase, die im Hasselfelder Ludlow eine große Rolle spielen, sowie das Auftreten von Quarziten und Kieselschiefern, deuten ebenso wie die Fauna darauf hin, daß bereits neben dem eigentlichen Ludlow die Grenzschichten zum Wenlock hier vertreten sind. Auf Ludlow weist neben dem allgemeinen petrographischen Habitus der obere Kieselgallenhorizont bei dem Benneckensteiner Elektrizitätswerk, sowie das Vorkommen von *Monograptus dubius* Süss und *Monograptus Nilssoni* Barr. hin. Für tiefstes Ludlow und die Grenzschichten zum Wenlock spricht neben petrographischen Merkmalen das Auftreten von *Monograptus Flemingi* Salt., eines Graptolithen, der, wie bereits erwähnt, an der Grenze Ludlow-Wenlock zu finden ist.

Das Silurvorkommen am Mollenberge entlang der östlichen Straßenböschung gehört ebenfalls dem Ludlow (Zone 33—34) an. Es wurden hier gesammelt:

Monograptus colonus Barr.
» *chimaera* Barr
» *dubius* Suess.

Petrographisch ist an diesem Vorkommen noch das häufige Auftreten von bandförmigen Kalken und langgestreckten Kalklinsen zu erwähnen. Im Süden werden diese Schichten vom Culmkieselschiefer wahrscheinlich transgredierend überlagert. Im Norden werden sie von Grauwacken und Plattenschiefer ähnlichen Gesteinen begrenzt, die von Lossen als γ, d. h. als Grauwackeneinlagerung im Wiederschiefer aufgefaßt wurden. Vielleicht handelt es sich hier um devonische Schichten.

Das Silur im großen Bruchmannstal ist petrographisch wie faunistisch dasselbe wie am Mollenberg. Es stellt einen Siluraufbruch im Devon dar. An Graptolithen wurden hier mehrere Exemplare von *Monograptus dubius* Süss festgestellt.

Devon

Die geologischen Aufnahmen haben im südlichen Mittelharz folgende Devongliederung ergeben, die ich, bevor ich auf Einzelheiten eingehe, kurz voranstellen möchte.

Oberdevon (to)	Stieger Schichten (tost)	Ruschelige Tonschiefer mit Einlagerungen von Grauwacken, kieseligen Kalken, Wetz- und Kieselschiefern, sowie dichten Diabasen u. Diabastuffen (vielleicht schon tiefstes Culm!).
	Cypridinenschichten (toc)	Ebenplattige Tonschiefer von graublauer bis grünlich-gelber Farbe mit Cypridinen.
Mitteldevon (tm)	Oberes Mitteldevon	Stratigraphisch noch nicht festgestellt.
	Unteres Mitteldevon (tmt_1)	Helle und dunkle ebenflächige Tonschiefer mit untergeordneten Einlagerungen von Quarziten und dichten Diabasen, sowie Cephalopodenflaserkalken mit der Fauna des Hasselfelder Kalksteinbruches. Zurücktreten der Quarzite.
Oberkoblenzschichten (tuk)	Oberkoblenz (»Hauptquarzit«)	Grauwacken und ruschelige Tonschiefer im westlichen Teil des südlichen Mittelharzes. (Grauwackenfacies!) = tukg. Quarzite und Quarzitschiefer mit eingelagerten Tonschiefern im östlichen Teil des südlichen Mittelharzes. (Quarzitfacies!) = tukq.
	Äquivalente der Michelbacher Schichten	Graue Tonschiefer und Grauwacken, darüber Quarzite und Quarzitschiefer im westlichen Teil des südlichen Mittelharzes. Lediglich Quarzite und Quarzitschiefer mit Schiefertonen im östlichen Teile des südlichen Mittelharzes.
Unterkoblenzschichten (tug)	Kalkgeröllgrauwacke	An der Basis beider Facieseinheiten ein grobes Basalkonglomerat bezw. eine grobe Grauwacke. Das Konglomerat enthält aufgearbeitete Kalkgerölle mit der Fauna des Hercynbrachiopodenkalkes (Kalkgeröllgrauwacke!).

Diskordanz und Lücke!

Tiefstes Unterkoblenz (tug)	3. Plattenschiefer und Tanner Grauwacke (rheinische Fauna (tupl)[1]). 2. Tonschiefer mit Einlagerungen von Kiesel- und Wetzschiefern sowie Grauwacken. Ferner Einlagerungen von Hercynbrachiopoden- und Knollenkalken mit *Rhynchonella princeps* Barr. und *Aphyllites Zorgensis* Roem.

[1]) Plattenschiefer von Benneckenstein!

1. Kalkgrauwackenhorizont mit vorwiegend rheinischer Brachiopodenfauna (Bornicher Horizont). Darunter meist Basalkonglomerat oder konglomeratische Grauwacke.

Diskordanz und Lücke!

Verschiedene Stufen des Obersilurs bis zum Llandovery.

Das Basalkonglomerat des tiefsten Devons

Das Devon des Südharzes liegt in der Regel mit einem Basalkonglomerat oder einer groben, oft kalkigen Grauwacke beginnend diskordant auf den verschiedensten Stufen des Obersilurs bis zum Llandovery hinab. Das Transgressionskonglomerat setzt sich fast ausschließlich aus Kieselschiefern, Adinolen und Lyditen zusammen. Diese sind kaum abgerollt, und so erklärt es sich, daß LOSSEN bei der geologischen Aufnahme diese Partien, die im Gelände für die Erkennung der Diskordanz an der Basis des Devons sehr wichtig sind, als Kieselschieferbreccien (ξ) ausgeschieden hat. Neben Geröllen der Kieselschieferserie kommen auch solche von Quarziten vor. Auch ein Porphyrgeröll wurde beobachtet. Das ganze ist durch ein Grauwackenbindemittel zusammengekittet. Nach oben geht das Konglomerat in normale, meist kalkhaltige Grauwacke über (γ). An den Stellen, wo das Konglomerat fehlt, beginnt die Devonserie direkt mit groben Grauwacken oder Kalkgrauwacken. Im Mittelharz läßt sich an den Rändern vieler Silursättel das Konglomerat beobachten. So streicht es bei Benneckenstein am Südhang des Grauberges über silurischen Schichten zutage aus. Man kann es hier gut im Wegeeinschnitt des über den Grauberg führenden Fahrweges und bei der Zahl 234 (groß!) feststellen. Auch im Norden des Pfeifferberges müssen über dem bei P. 500,7 (Meßtischblatt Benneckenstein) zutage tretenden Silur dieselben Schichten ausstreichen, wie vereinzelte Gerölle im Acker beweisen.

Größere Ausdehnung besitzt das Konglomerat ferner südlich des Hasselfelder Silursattels. Hier läßt es sich an der Basis der Devonschichten auf weite Erstreckung hin beobachten.

Der Kalkgrauwackenhorizont

Über dem eben beschriebenen Basalkonglomerat oder auch direkt auf dem Silur liegt eine Grauwacken- und Tonschieferzone, die sich durch das häufige Auftreten von Kalkgrauwacken auszeichnet. Diese kommt an der Basis des Devons meist bank-, sonst aber auch linsenförmig im Schiefer vor. Sie stellt nicht einen durchgehenden Zug oder Horizont dar, sondern kann sich im Streichen und Fallen in linsenförmige Körper auflösen und sogar gänzlich auskeilen (5, S. 203). Sie hat unverwittert das Aussehen eines bläulichen groben Kalkes, ist jedoch über Tage durch Auslaugung ihres Kalkgehaltes beraubt. Meist zeigt sie dann ein dunkelbraunes, chokoladefarbenes Aussehen, und ist oft so mürbe, daß sie in der Hand sich zu feinem, braunen Sand zerreiben läßt. Dieses Gestein hat im Gebiet des Unterharzes

neuerdings an vielen Stellen Fossilien geliefert und zwar eine meist aus Brachiopoden bestehende Fauna[1]), die ihrem Charakter nach sich bereits der rheinischen auf Kosten der böhmischen Entwicklung nähert. So fehlen bei den Brachiopoden einige typische Hercynformen, wie *Pentamerus Sieberi*, *Spirifer togatus* und *Spirifer sericeus*. Es wurden an den verschiedensten Fundpunkten im südlichen Mittelharz gesammelt und zwar:

an der Rappbode unterhalb Benneckenstein in der Wegeböschung (südlich des »de« des Wortes »Rappbode« (Meßtischblatt Benneckenstein):

Spirifer hercyniae Gieb.
» *Bischofi* Gieb.
» *carinatus* Schnur
» *arduennensis* Schnur
» *incertus* Fuchs
» *bornicensis* Fuchs
Orthothetes maior Fuchs
Orthis bicallosa Fuchs
Chonetes sarcinulata Schloth.
» *plebeja* Schnur
Chonetes dilatata Roem.
Athyris caeresana Stein
Rhynchonella pila Schnur
Stropheodonta triangularis Zeiler
Spirigera globula Fuchs
Meristella sp.
Leiopteria sp.
Pleurodictyum problematicum Gldf.
Korallen
Crinoiden.

Kalkgrauwacke südöstlich des Lindenbleck:

Spirifer hercyniae Gieb.
» *Bischofi* Gieb.
Rhynchonella pila Schnur
Pleurodictyum hunsrückianum Fuchs
Crinoiden
Korallen.

Kalkgrauwackenlinse im Hohlweg bei P. 521 an der Rappbode südwestlich Benneckenstein:

Spirifer Bischofi Gieb.
» *carinatus* Schnur
» *hercyniae* Gieb.
Anaplotheca venusta Schnur
» n. sp.
Atrypa lorana Fuchs
» *reticularis* Linn.
Orthis triangularis Zeiler u. Wirtgen
Spirigera sp.
Rhynchonella pila Schnur
Pleurodictyum problematicum Gldf.
Dendrozoum rhenanum Fuchs
Leiopteria sp.
Gastropoden
Korallen
Crinoiden.

Kalkgrauwackenlinse vom Hirteberge unmittelbar an der Bahnböschung:

Spirifer carinatus Schnur
Anaplotheca n. sp.
Atrypa reticularis Linn.
» *lorana* Fuchs
Orthis cf. *triangularis* Zeiler u. Wirtgen
Stropheodonta taeniolobata Fuchs
Chonetes sarcinulata Schloth.
» *subquadrata* A. Roem.
Dalmanites tuberculatus Roem.
Phacops fecundus Barr.
Crinoiden
Korallen.

Grobkonglomeratische Kalkgrauwackenbank an der Straße Tanne-Trautenstein in der Nähe der Abzweigung nach Benneckenstein:

Spirifer hercyniae Gieb.
» *carinatus* Schnur
» *arduennensis* Schnur
Stropheodonta sp.
Pleurodictyum problematicum Gldf.
Korallen
Crinoiden.

Petrographischer Habitus und Fauneninhalt dieser so charakteristischen Kalkgrauwackengesteine fordern natürlich zu Vergleichen

[1]) Die Bestimmung der Kalkgrauwackenfauna erfolgte mit Unterstützung von Herrn Fuchs, dem ich hierfür meinen Dank ausspreche.

heraus, und zwar möchte ich diese Vergleiche zuerst auf andere Gebiete des Harzes ausdehnen, wo ebenfalls in Kalkgrauwacken und meist unter denselben tektonischen Bedingungen wie bei Benneckenstein diese Fauna gefunden wurde.

Es kommen hierfür mehrere, während der letzten Jahre bekannt gewordene Fundpunkte in Betracht. So erwähnt DENCKMANN[1]) in seiner Arbeit über LOSSEN's Grauwackenzonen (γ in h_2), daß er am Ostrande des Oberen Badeholzes bei Harzgerode, wo LOSSEN's Kartendarstellung Kalk verzeichnet, eine kalkige Grauwacke mit zahlreichen Korallen, Trilobiten und Brachiopoden usw. aufgefunden habe. Diese Fauna, die sich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt vorfand, weist, ergänzt durch Aufsammlungen DAHLGRÜN's, folgende Formen auf:

Homalonotus sp.
Phacops sp.
Dalmanites sp.
Bellerophon aff. *tumidus* SANDB.
Rhynchonella dunensis DREV.
» *pila* SCHNUR
Wilsonia sp.
Spirifer hercyniae GIEB.
» *carinatus* SCHNUR
» *mediorhenanus* FUCHS
» *explanatus* FUCHS
» *secans* BARR.
» *Bischofi* GIEB.
» *bornicensis* FUCHS
Atrypa lorana FUCHS
Orthis bicallosa FUCHS
» n. sp. aff. *triangularis* ZEIL. u. WIRTG.
Orthis Gervillei DEFR.
Leptaena lepis auct.
Orthothetes umbraculum SCHLOTH.
Nucleospira marginata MAUR.
Spirigera globula FUCHS
Trigeria robustella FUCHS
Anaplotheca cf. *venusta* SCHNUR
Stropheodonta sp.
Chonetes bialata FUCHS
Meristella sp.
Pleurodictyum hunsrückianum FUCHS
» *Petrii* MAUR.
Amplexus hercynicus A. ROEM.
Fenestella sp.
Favosites sp.
Crinoidenreste.

Dieselbe Fauna fand ich in einer Grauwackenbank in der Nähe des Scheerenstieges. Hier führt vom Selketal aufwärts in östlicher Richtung ein neuer Fahrweg über diese Klippe hinweg. Etwa 100 m westlich der Kalkklippe findet sich an der Wegeböschung in der Kalkgrauwacke folgende Fauna:

Spirifer hercyniae GIEB.
» *carinatus* SCHNUR
» *mediorhenanus* FUCHS
» *bornicensis* FUCHS
Orthothetes major FUCHS
Trigeria robustella FUCHS
Crinoidenstielglieder.

Dieser Fundpunkt von Kalkgrauwacke ist wegen seiner Lagerungsverhältnisse zum devonischen Kalk des Scheerenstieges und zum Silur von großer Bedeutung. Weiter unten ist hierauf näher einzugehen.

Ein weiteres Vorkommen der Kalkgrauwackenfauna bei Hasselfelde ist bereits von DAHLGRÜN beschrieben (6, S. 172). Hier liegt am Hoheberg Kalkgrauwacke auf silurischen Schichten vom Alter des Unterludlow.

In der Kalkgrauwacke wurden festgestellt:

Spirifer hercyniae GIEB.
» *Bischofi* GIEB.
Rhynchonella pila SCHNUR
Crinoidenstielglieder.

Auf Blatt Quedlinburg wurde am Schmiedeberg in einer kalkreichen, z. T. konglomeratischen Grauwacke von Siegert gesammelt:

Spirifer hercyniae Gieb.
» *fallax* Gieb. = *Decheni* Kays.
» *Bischofi* Gieb.
» cf. *Densbergensis*
Rhynchonella pila Schnur
Atrypa reticularis Linn.
Chonetes sarcinulata Schloth.
Chonetes plebeja Schnur
Orthothetes umbraculum Schloth.
Strophomena sp.
Orthis circularis Sow.
Athyris undata Defr.
Korallen
Crinoiden.

Eines der wichtigsten Vorkommen mit Kalkgrauwackenfauna bildet das von Bode im Rothäuser Tal auf Blatt Lauterberg in der Nähe des Großen Knollen festgestellte. Bode benennt das Gestein nach seinem Fundort im Rothäuser Tal: Rothäuser Grauwacke. Petrographischer Habitus und Fauna stimmen mit den oben erwähnten Vorkommen im Mittel- und Ostharz überein. Bode erwähnt aus der Rothäuser Grauwacke folgende Formen:

Dalmanites tuberculatus A. Roem.
Gryphaeus cf. *Munieri* Oehl.
Phacops cf. *intermedius* Barr.
» cf. *Zorgensis* Kays.
Beyrichia tetrapleura Fuchs
» *devonica* Jones Woodw.
» *montana* Spriest.?
» *incompta* Dahm.?
Orthoceras patronum Barr.
» sp. sp.
Loxonema n. sp. cf. *oblique arcuatum* Sandb.
Holopella sp.
Pleurotomaria sp.
Bellerophon (*Bucanella*) *bipartitus* Sandb.
Ctenodonta n. sp. *affinitate primaeva* Stein
Paracyclas marginata Maur.
Goniophora Schwerdi Beush.
Cucullella n. sp. aff. *elliptica* Maur.
Pterinea costata Gldf.
Hyolithus n. sp.
Tentaculites scalaris Schloth.
Rhynchonella Daleidensis F. Roem.
Rhynchonella sp.
Spirifer fallax Gieb. = *Decheni* Kays.
» *hercyniae* Gieb.
» sp.
» *mediorhenanus* Fuchs
Atrypa reticularis Linn.
Dielasma rhenana Dreverm.
Megalanteris Archiaci Suess
Orthis circularis Sow.
» *vulvaria* Maur.
Leptagonia rhomboidalis Wahlb.
» ex aff. *emarginata* Barr.
Stropheodonta explanata Sow.
» aff. *Sedgwicki* Arch. et de Vern.
Leptaena minor A. Roem.
» *lepis* Bronn
Orthothetes umbraculum Schloth.
Chonetes dilatata F. Roem.
» *sarcinulata* Schloth.
» sp. cf. *embryo* Barr.
Discina sp. sp.
Crinoidenstielglieder
Auluroidea
Fenestella sp.
Glauconoma sp.
Pleurodictyum Petrii Maur.
Favosites cf. *polymorpha* Gldf.
Aulopora serpens Gldf.
» *striata* Gieb.
Petraia sp.?
Reste verzweigter Landpflanzen.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß es sich bei all diesen Fundpunkten um denselben Horizont handelt und zwar einen Horizont, der nach Fauna und petrographischen Habitus an die kalkige Grauwacke des Erbsloches im Kellerwald oder die von Herrmann beschriebene Kalkgrauwacke von Hermershausen bei Marburg erinnert, die beide altersgleich sind. Bode sowohl wie Denckmann haben bereits hierauf hingewiesen. Denckmann schreibt: »Wir haben hier also eine neue Fundstelle (gemeint ist das Vorkommen im Oberen Badeholze bei Harzgerode) vor uns, die der Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes und der Klosterholzgrauwacke des Harzes faciell entsprechen.« Ähnlich äußerst sich Bode (5, S. 222), indem er sich Denckmann wie folgt anschließt: »Fauna und Gesteinshabitus machen

es wahrscheinlich, daß die Badeholzgrauwacke und die Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes einander nicht nur faciell entsprechen, wie DENCKMANN meint, sondern auch in stratigraphischer Hinsicht.«

Wir können auf Grund der Faunenübereinstimmung annehmen, daß die Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes und die oben beschriebenen Kalkgrauwacken des Harzes gleichartig sind und gehen nun auf die stratigraphische Stellung dieses Gesteins im Devonverbande näher ein. Hier herrscht zurzeit nun alles andere als Klarheit. DENCKMANN selber hat sich über die stratigraphische Stellung der Erbslochgrauwacke nicht näher ausgelassen. Er schreibt nur, »daß das statigraphische Niveau der Erbslochgrauwacke wahrscheinlich kein sehr tiefes im hercynischen Unterdevon ist« (9, S. 24). Aus anderen zerstreuten Notizen geht hervor, daß er sie wohl am ehesten gewissen Horizonten im Hunsrückschiefer vergleichen möchte.

Von anderen Geologen, die sich mit dieser Frage beschäftigt haben, sind in erster Linie DREVERMANN (13), AHLBURG (1), ASSMANN (2), HERRMANN (19) und DIENST (12) zu nennen.

DREVERMANN nimmt für die Hercyngrauwacken des Erbsloches und der Marburger Gegend an, daß sie wesentlich älter sind, als die Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten im Kellerwald), von denen sie im Erbsloch diskordant überlagert werden. Er gibt als möglich zu, daß das Kellerwald- und Marburger Hercyn und mit ihm die Kalkgrauwacke älter ist, als Taunusquarzit und Siegener Schichten.

Die Ansichten AHLBURG's über die Stellung der Erbslochgrauwacken nähern sich in den meisten Punkten denen DREVERMANN's. AHLBURG nimmt wie DREVERMANN an, daß »die Knollenschiefer und der Schönauer Kalk der Dammühle mit den Princepskalken die älteren Glieder des Marburger Hercyns bilden, die Hercyngrauwacke dagegen das jüngere ist«; ferner, »daß die hercynischen Schichten bei Marburg, ebenso wie dies für die äquivalenten Schichten im Kellerwald bereits von DENCKMANN wahrscheinlich gemacht ist, ohne paläontologische Bedenken dem Unteren Unterdevon zugerechnet werden können. ... Sie ruhen wahrscheinlich ohne wesentliche Lücke dem Obersilur auf und werden transgredierend überlagert von der konglomeratischen Hercyngrauwacke, die bereits eine Mischung der bisher herrschenden böhmischen mit neu eingewanderten rheinischen Formen enthält«. AHLBURG teilt danach im großen und ganzen die Auffassung DREVERMANN's und stellt die konglomeratische Grauwacke wie DREVERMANN über das eigentliche Hercyn. Die Kalkgrauwacke selbst stellt er an die Grenze Siegener Schichten-Unterkoblenz.

ASSMANN, der Bearbeiter der Kalkgrauwackenfauna des Erbsloches, nimmt für dieselbe tieferes Unterkoblenzalter an.

Eine wesentlich andere Meinung als DREVERMANN und AHLBURG vertritt, was Alter und vor allen Lagerungsverhältnisse zum eigentlichen Hercyn anbetrifft, HERRMANN. Nach ihm ist die Fauna der Grauwacken und unreinen Kalke eine verarmte F_2 (Konjepruskalk)-Fauna und gehört »wie sich aus der Fauna ergibt, dem jüngeren

Unterdevon an oder nach der rheinischen Einteilung der Zeit vom Ende der Siegener Schichten bis zum Abschluß der Oberkoblenzschichten« . . . . . »Die Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes beginnt bei Hermeshausen ungleich über Silur liegend mit konglomeratischen Schichten, anscheinend einem Transgressionskonglomerat, auf das die kalkige Grauwacke in ihrer typischen Ausbildung und ungefähr mit denselben Versteinerungen wie am Erbsloch folgt.«

Der wesentliche Unterschied in der Auffassung zwischen Herrmann auf der einen und Drevermann und Ahlburg auf der anderen Seite, ist also der, daß Herrmann die Erbslochgrauwacke an die Basis des eigentlichen Hercyn stellt, während die beiden letzteren sie für jünger halten.

Die Ansicht Dienst's, in den rheinischen Michelbacher Schichten ein Äquivalent der Hercynschichten inkl. der Erbslochgrauwacke zu sehen, halte ich mit Denckmann für irrig, da sowohl im Kellerwald wie im Harz die Michelbacher Schichten mit einem Basalkonglomerat beginnend, das Hercyn ungleichförmig überlagern.

Was nun die Untersuchungen im Harz über die Kalkgrauwacke anbetrifft, so hat die Kartierung einwandfrei ergeben, daß sie das älteste bis jetzt bekannte Schichtenglied des Devons darstellt und unter dem eigentlichen Hercyn, den Princeps- und Schönauer Kalken, liegt. Sie führt eine vorwiegend rheinische Fauna und wenige böhmische Arten. Die rheinische Fauna zeigt Formen, die im tiefsten Unterkoblenz und in den höheren Schichten des Hunsrückschiefers (17) vorkommen (Bornicher Horizont). Die Kalkgrauwacke muß daher mit diesen Schichten parallelisiert werden. Ferner steht fest, daß sie überall dort, wo sie im Verbande mit dem Silur auftritt, dieses diskordant überlagert, denn wir haben sie bald im Auflager auf Ludlow, bald auf Wenlock und Tarannon und endlich auch auf Llandovery. Ein gutes Beispiel für das ungleichmäßige Auflager der Kalkgrauwacke bilden die Lagerungsverhältnisse am Benneckensteiner Silursattel und, wie neuerdings Dahlgrün feststellen konnte, am Scheerenstieg im Selketal und am Hoheberg bei Hasselfelde. Weiter unten wird auf diese Lagerungsverhältnisse näher einzugehen sein.

Die Knollenkalke an der Harzquerbahn nördlich der Rappbode

Konkordant über den Kalkgrauwacken folgt an der Rappbode unterhalb Benneckenstein eine Schichtenfolge mit Knollen eines unreinen Kalkes. Diese meist nur faustgroßen Kalklinsen sind über Tage ihres Kalkgehaltes beraubt, so daß im Schiefer eingebettet nur eine chokoladenartige, leicht zerfallende Masse zurückblieb. Diese ist in der Regel voll von Versteinerungen und zwar enthält sie weniger Brachiopoden als Trilobiten, Cephalopoden und Gastropoden. Man findet diese Kalkknollen an dem Wege, der die Rappbode von Benneckenstein abwärts zur sogenannten Teilung führt, gleich östlich des vorher erwähnten Vorkommens von Kalkgrauwacke. Besonders zu erwähnen ist jedoch ein Fundpunkt, der sich an der Böschung der

Harzquerbahn am Hirteberge befindet (unmittelbar nachdem die Bahn von der Tiefenbachmühle kommend den Plattenschiefer der alten LOSSEN'schen Karte durchschnitten hat).

Die hier anstehenden Schiefer mit Knollenkalken stehen im unmittelbaren Verbande mit dem Kalkgrauwackenhorizont des Hirtenberges. Eine hier von BEUSHAUSEN ausgebeutete Kalkgrauwackenlinse, die sich unter anderem Material in der Sammlung der Geol. Landesanstalt befand, zeigte die Fauna der Kalkgrauwacke (siehe S. 208).

Was nun das Alter der Knollenkalke anbetrifft, so handelt es sich um Schichten, die den von DENCKMANN erwähnten Tentakulitenknollenschiefern des Kellerwaldes petrographisch und z. T. auch faunistisch gleichen, wie ich mich an Hand des von DENCKMANN gesammelten Materials überzeugen konnte. Vielleicht dürften die Knollenkalke den BODE'schen Hyolithenschiefern von Lauterberg entsprechen, die ja dort gleichmäßig und ohne Lücke auf der Rothäuser Grauwacke liegen. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt nur einige Meter.

Die Kalke mit *Rhynchonella princeps*

Unmittelbar über, aber auch schon im Horizont der Knollenkalke treten an der Rappbode und am Krugbergwasser größere Linsen reinen Kalkes auf, die wie die Kalklinse am alten Teichdamm am Krugbergwasser nördlich des Buchenkopfes neben Orthiden und *Atrypa reticularis* LINN. auch *Rhynchonella princeps* BARR. führt. Zu den bekannteren Fundpunkten für jene Brachiopodenfauna gehören die Kalklinsen bei Trautenstein, vor allem der Steinbruch gegenüber der Sägemühle. Es sind typische Brachiopodenkalke, die nach ihren petrographischen und faunistischen Befunden am ehesten mit den Princepskalken des Kellerwaldes verglichen werden können. An Fossilien sind aus ihnen bei Trautenstein bekannt geworden:

Phacops fecundus BARR.
Proetus cf. *orbitatus*
Rhynchonella princeps BARR.
» *bifida* ROEM.
Spirifer togatus BARR.
» *laevicosta* VAL.
Spirifer Bischofi GIEB.
» *Nerei* BARR.
Atrypa reticularis LINN.
Pterinea?
Conocardium sp.
Tentaculites Geinitzianus

Der Schönauer Kalk

Von DENCKMANN wurde zuerst festgestellt, daß die Ammonitidenkalke des Schneckenberges im Selketal und einiger anderer Kalklinsen den Kalken von Schönau im Kellerwald entsprechen und wie diese Goniatiten aus der Formenreihe des *Aphyllites fecundus* BARR. = *Zorgensis* ROEM. enthalten. Nach ihm hat BODE (5, S. 256) vor allem auf die Wichtigkeit dieses Horizontes mit seinen Leitfossil *Aphyllites Zorgensis* ROEM. für das Lauterberger und Zorger Unterdevon hingewiesen. Hiernach findet sich dieser Horizont am Joachimskopf und im Bahneinschnitt der Südharzbahn an der Ladestelle (?). Außer den erwähnten Brachiopodenkalken läßt sich auf Bl. Benneckenstein nördlich des Ruxbruches ein flasriger Knollenkalk beobachten, aus dem jedoch außer einem *Orthoceras* und einem nicht näher zu

Vergleichende Tabelle der Unterdevonschichten des Harzes und Kellerwaldes

Ort	Harz		Marburg	Kellerwald	
	Lauterberg nach Bode	Benneckenstein nach Schriel	Dammühle nach Herrmann	Steinhorn nach Denckmann	Erbsloch nach Denckmann
Oberes Unterkoblenz	Kalkgeröllgrauwacke der Rothäuser Klippe in rheinischer Entwicklung (Äquivalent der Michelbacher Schichten)	Kalkgeröllgrauwacke des Ruxbruches in hercyner Entwicklung (Äquivalent der Michelbacher Schichten)	Unbekannt!	Michelbacher Schichten (Ob. Unterkoblenz in rheinischer Entwicklung)	Michelbacher Schichten (Ob. Unterkoblenz in rheinischer Entwicklung)
Tieferes Unterkoblenz	hercynische Fauna: Styliolinenkalk	Knollenkalk (vielleicht Dalmanitenschiefer)	Knollenkalke mit Dalmanitenresten	Dalmanitenschiefer	fehlt!
	hercynische Fauna: Lauterberger Kalk mit *Aphyllites Zorgensis* Roem.	Lauterberger Kalk = Schönauer Kalk mit *Aphyllites Zorgensis* Roem.	Nierenkalke = Schönauer Kalke mit *Aphyllites fecundus* Barr. = *Zorgensis* Roem.	Schönauer Kalk mit *Aphyllites fecundus* Barr. = *Zorgensis* Roem.	
	hercynische Fauna: —	*Princeps*-Kalk mit *Rhynchonella princeps* Barr.	Unreiner Kalk mit *Rhynchonella princeps* Barr. = *Princeps*-Kalke	Schichten mit *Rhynchonella princeps* Barr.	
	hercynische Fauna: ? Hyolithenschiefer?	Knollenkalke von der Rappbode	—	Tentaculiten-Knollenkalk	
	vorwiegend rhein. Fauna: Rothäuser Grauwacke (Kalkgrauwacke)	Kalkgrauwacke von Benneckenstein (= Erbslochgrauwacke)	Kalkgrauwacke von Hermershausen (= Erbslochgrauwacke)	—	Erbslochgrauwacke (Kalkgrauwacke)
	hercynische Fauna: Kieselgallenschiefer				
	Störung				
Silur	Gipfelgrauwacke (Alter fraglich!)	Obersilur: Ludlow-Wenlock Tarannon	Obersilur	Obersilur mit Monograpten und *Hercynella*	Silur: Tonschiefer mit Beyrichien

bestimmenden Goniatiten, sowie einem *Pleurodictyum* noch keine entscheidende Versteinerungen bekannt sind. Es ist möglich, daß es sich auch hier um ein Äquivalent des Schönauer Kalkes handelt. Im Fortstreichen des Kalkes sammelte ich in Kieselgallen neben Hyolithen, Trilobiten- und Cephalopodenreste.

Dagegen konnte ich mehrere Cephalopodenbruchstücke aus dem Trautensteiner Kalkbruch gegenüber der Sägemühle als *Aphyllites Zorgensis* ROEM. bestimmen. Es ergibt sich hieraus, daß diese Kalklinse nicht nur die Princepsstufe vertritt, sondern daß in ihr auch noch Äquivalente des Lauterberger (= Schönauer) Kalkes vorhanden sind.

Zum Schluß gebe ich eine vergleichende Darstellung der tieferen Hercynschichten von Marburg, des Kellerwaldes und Harzes, aus denen die bereits von DENCKMANN des öfteren betonte stratigraphische Übereinstimmung beider Gebiete hervorgeht. Auch die Angaben BODE's über das tiefere Devon der Gegend von Lauterberg finden im südlichen Mittelharz ihre Bestätigung oder Ergänzung (s. Tabelle S. 214).

Der Plattenschiefer (tupl) bei Benneckenstein

Zu einer von der DENCKMANN'schen abweichenden Auffassung über das Alter der Tanner Grauwacke und des Plattenschiefers komme ich jedoch für diese Stufen bei Benneckenstein. Auf die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine näher einzugehen erübrigt sich, da LOSSEN in den Erläuterungen zur Lieferung 1 der geologischen Harzblätter 1:25000 eine genaue Beschreibung dieser Schichten gegeben hat. Dagegen ist eines der schwierigsten Probleme im Harz, das Alter der unter dem Namen Tanner Grauwacke vereinigten Gesteine stratigraphisch zu fixieren.

LOSSEN faßte die Tanner Grauwacke als die älteste Formation im Harz (Tanner Achse) auf, ohne das absolute Alter näher festzulegen.

DENCKMANN steht ihm insofern nahe, als er ebenfalls die Tanner Grauwacke für die älteste Formation im Unterharz ansieht. Er hält sie für die Äquivalente seiner Urfer Schichten, d. h. für Untersilur.

LEPSIUS hält die Tanner Grauwacke für Culm.

Geht man ohne vorgefaßte Meinung an dieses Problem heran, so ist zunächst erst einmal festzustellen, was an Versteinerungen bis jetzt aus der Tanner Grauwacke bekannt ist. Dies ist nicht viel, jedoch genügt dies Wenige schon, um das von LEPSIUS geübte Verfahren der einfachen Umdeutung ganzer Schichtenprofile LOSSEN's für den Harz in Mißkredit zu bringen.

Bis vor kurzem war außer einigen Pflanzenresten, die schon ROEMER beschreibt, und die auf Culm hindeuten, an tierischen Resten nichts bekannt. Neuerdings wurde von BODE im mittleren Sautale auf Bl. Lauterberg eine Fauna gefunden, die er, für mitteldevonisch erklärt. Es handelt sich nach BODE's Bestimmungen um folgende Fossilien:

Harpes sp.	Lamellibranchiaten
Proetus	Styliolinen
Beyrichia	Crinoiden
Orthoceras	Korallen.
Goniatiten	

Die Schichten, die diese Versteinerungen führen, gehen nach oben in Tanner Grauwacke über. Mithin, so folgert Bode, ist jungdevonisches oder culmisches Alter der Tanner Grauwacke hier anzunehmen.

Auch an mehreren anderen Stellen wurde von Bode in der Tanner Grauwacke eine Fauna devonischen Alters nachgewiesen. Bode nimmt an, daß es sich hier meist um Aufsattelungen in der Tanner Grauwacke handelt. Er selbst hält die Hauptmasse für culmisch und zwar auf Grund der Arbeiten von Nathorst (25, S. 50) und Gothan (18, S. 194) und ferner auf Grund folgender von ihm gemachter Funde:

Lingula	Konglomerate mit unterdevonischem Styliolinenkalk in der Tanner Grauwacke.
Poteriocrinus	
Cyathocrinus	

Eine ungefähr auf gleiches Alter hindeutende Beobachtung, die ich durch Aufschürfungen vor einigen Jahren bestätigen konnte, wurde bei einer gemeinsamen Begehung mit Prof. Fliegel und Dr. Dahlgrün gemacht. Im Glastal (Bl. Lauterberg), also gar nicht weit von den Bode'schen Schürfen, stellte ich über senkrecht stehenden Schichten mit

Rhynchonella princeps Barr.	*Spirifer* ex aff. *hercyniae* Gieb.
Atrypa reticularis Linn.	*Spirifer carinatus* Schnur

flach mit ca. 20° einfallende Schichten der Tanner Grauwacke fest. In ihrem Basalkonglomerat fanden sich ebenfalls Kalkgerölle des Brachiopodenkalkes, sowie Gerölle von Schiefern, die im Liegenden der Tanner Grauwacke anstehen. Es besteht kein Zweifel, daß diese hier von Kayser als Tanner Grauwacke bezeichneten Gesteine jünger sind, als das darunter liegende Devon (Princepskalke). Sie können also Schichten vom Oberkoblenz bis zum Culm aufwärts angehören, da beide im Harz transgredieren und diskordant über älteren Schichten auftreten.

Eine spätere Neuaufnahme wird darauf zu achten haben, ob nicht in Teilen der Tanner Grauwacke Oberkoblenz zu suchen ist, d. h. ob nicht hier ein Äquivalent des Kahlebergsandsteines des Oberharzes vorliegt. Auf diese Tatsache deuten Fossilien hin, die nach Bode Oberkoblenzalter besitzen und ebenfalls aus der Tanner Grauwacke stammen. Hiernach ist das Problem der Tanner Grauwacke vielleicht ein Faciesproblem.

Betrachten wir nun die Altersverhältnisse der im südlichen Mittelharz als Tanner Grauwacke ausgeschiedenen Sedimente, so ergibt sich folgendes: bekannt waren auch hier weder aus dem Plattenschiefer, noch den diesem eingelagerten Grauwackenbänken irgend welche charakteristischen Fossilien. Vor zwei Jahren gelang es mir, in dem Plattenschiefergebiet an der Rappbode südöstlich Benneckenstein,

dessen Gesteine sowohl von LOSSEN wie von DENCKMANN als typischer Plattenschiefer angesehen wurden, folgende, für rheinisches Koblenz anzusprechende Fossilien zu sammeln:

Spirifer mediorhenanus FUCHS	*Orthis bicallosa* FUCHS
» *arduennensis* SCHNUR	*Amplexus hercynicus* A. ROEM.
Rhynchonella pila SCHNUR	Korallen
» *hexatoma* SCHNUR	Crinoiden
Stropheodonta taeniolobata SANDB.	Styliolinen
Anaplotheca venusta SCHNUR	Reste von Pflanzen.

Ob es sich um Ober- oder Unterkoblenz handelt, geht aus dieser Fauna ohne weiteres nicht hervor. Jedoch läßt sich aus den Lagerungsverhältnissen schließen, daß Unterkoblenz vorliegt, denn die Hercynschichten gehen wenigstens in der Nähe der Teilung ohne merklichen Wechsel in die Plattenschiefergesteine über. Außerdem liegt der Plattenschiefer an jener Stelle, wie die Kartierung ergab, eingemuldet im Hercyn resp. zwischen dem Benneckensteiner Silur und dem des südlichen Grau-Berges. Auch am Hauptzuge des Plattenschiefers läßt sich ein allmählicher Übergang vom Hercyn zu diesem feststellen. So gehen bei Trautenstein die Hercynbrachiopodenkalke mit *Rhynchonella princeps* BARR. und *Aphyllites Zorgensis* im Römketal, einem Seitenteil der Rappbode, in Plattenschiefergesteine über. Es dürfte daher wahl am zweckmäßigsten sein, auch die Gesteine der Tanner Grauwacke und des Plattenschiefers nördlich von Benneckenstein und Trautenstein, solange hier noch keine näheren Fossilfunde vorliegen, als eine auf den *Zorgensis*-Horizont oder den Dalmanitenschiefer folgende Stufe anzusehen und ins Unterkoblenz zu stellen. Bemerkt sei aber, daß nach Osten und Westen hin mit dem Vorhandensein von Oberkoblenz und Culm und vielleicht auch, wenn man den Ausführungen DENCKMANN's folgt, mit Silur gerechnet werden muß.

Was das culmische Alter der Tanner Grauwacke insgesamt anbetrifft, so schließe ich mich der Ansicht BEUSHAUSEN's, KOCH's und DENCKMANN's an, die dieses Alter für den östlichen Unterharz, hauptsächlich für das Gebiet des Plattenschiefers, ablehnen. Die Spezialaufnahme der Blätter Zorge, Lauterberg, Harzgerode und Pansfelde wird auch hierüber Aufschluß geben.

Mit Sicherheit ließen sich also bis jetzt in LOSSEN's h_1 nachweisen:

Culm, Oberkoblenz und Unterkoblenz.

Das Vorhandensein größerer Partien von Mittel- und Oberdevon ist nicht ganz sicher, das des Silurs paläontologisch noch nicht erwiesen.

Somit fällt auch der große stratigraphische Zug der Tanner Grauwacke (LOSSEN's Sattelachse) demselben Schicksal anheim, wie die anderen petrographischen Einheiten LOSSEN's mit Ausnahme der Elbingeröder Grauwacke: er löst sich in die verschiedenaltrigsten Stufen auf.

Grauwacken und Tonschiefer im Hangenden des unterdevonischen Plattenschiefers resp. des Hercynbrachiopodenkalkes (= Kalkgeröllgrauwacke Bode's von Lauterberg = Michelbacher Schichten Denckmann's aus dem Kellerwalde

Über dem *Zorgensis*-Horizonte oder über der ihm konkordant folgenden Tanner Grauwacke, soweit sie dem Devon angehört, macht sich im südlichen Mittelharz eine Lücke bemerkbar, die auf Abtragung und Unterbrechung der Sedimentation hindeutet. Diese Lücke läßt sich an mehreren Stellen einwandfrei nachweisen.

Die Lagerungsverhältnisse der Kalkgeröllgrauwacke am Ruxbruch bei Benneckenstein

Nördlich des Ruxbruches treten in einem Steinbruch am Fahrwege zwischen der Försterei Grüntal und »Alte Eiche« bankige, flaserig-knollige Kalke auf, die dem oberen Teil des Hercynbrachiopodenkalkes, dem Lauterberger (Schönauer Kalk) oder dem Dalmanitenschiefer Denckmann's angehören können. Jedenfalls steht ihr althercynisches Alter fest, da sie in dem mit Diabasen durchsetzten Hercynzuge von Trautenstein liegen, der ja der *Princeps*- und der *Zorgensis*-Stufe angehört. Die Kalke streichen, wie der Aufschluß schön zeigt, hercynisch und fallen nach Nordosten hin ein.

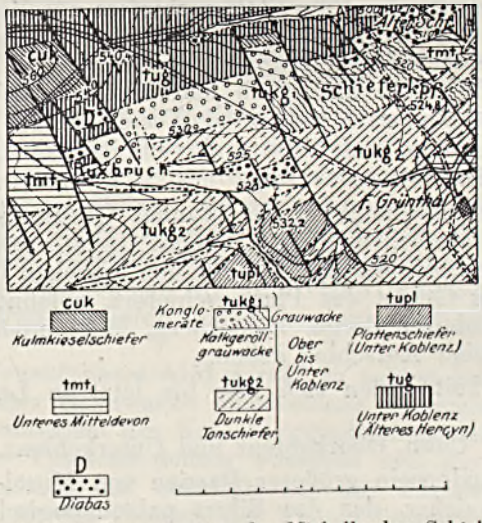


Fig. 1. Die Transgression der Michelbacher Schichten am Ruxbruch bei Benneckenstein.

Über diesen Schichten liegt mit erzgebirgischem Streichen eine mächtige Konglomeratbank, die sich in der Hauptsache aus Lydit- und Kieselschiefergeröllen zusammensetzt und neben anderen Gesteinen Kalkgerölle führt. In diesen Kalkgeröllen erscheint die Fauna des Hercynbrachiopodenkalkes oder Lauterberger Kalkes auf sekun-

därer Lagerstätte. Ich konnte bis jetzt feststellen: Reste von *Proetus, Orthoceras,* Gastropoden und Brachiopoden, sowie zahlreiche Styliolinen, Tentakuliten und Crinoiden.

Das Auftreten dieser Versteinerungen bestätigt deutlich, was ja schon aus den Lagerungsverhältnissen hervorgeht: diese Schicht mit den Geröllen von Kieselschiefern, Lyditen und Kalken liegt mit einer Diskordanz auf unterdevonischen Hercynschichten und ist jünger als diese. Die Kalkgerölle entstammen in der Hauptsache aufgearbeiteten Hercynbrachiopodenkalken.

Auf primärer Lagerstätte wurden in diesem Grauwackenhorizont westlich des Ochsenkopfes an der Rappbode in einer kleinen carbonatischen Grauwackenlinse Trilobiten, Orthoceren, Styliolinen, Crinoiden des Unterdevons gesammelt.

Die Fauna, deren nähere Bestimmung noch aussteht, zeigt einen hercynen Anstrich. Es ist jedoch darauf hinzuweisen, daß das Zurücktreten der Kalke und das Vorherrschen der Konglomerate und Grauwacken in den tieferen Horizonten dieser Stufe auf ein küstennahes Meer hindeutet.

Das Alter dieser Kalkgeröllgrauwacken und Tonschiefer läßt sich durch einen Vergleich mit den von BODE auf Bl. Lauterberg beschriebenen Rothäuser Schichten unschwer fixieren. BODE konnte hier durch Aufschürfungen feststellen, daß über dem tieferen hercynischen Unterdevon (Lauterberger Kalk und Styliolinenkalk) diskordant eine Grauwackenzone, die er wegen ihrer Geröllführung von Kalken Kalkgeröllgrauwacke nennt (5, S. 215 und 217), folgt. Ihre Fauna deutet auf Koblenz-Schichten und zwar nach BODE auf Grenzschichten zwischen Unter- und Oberkoblenz in rheinischer Facies hin. Nach diesem Vergleich kann man wohl annehmen, daß die Kalkgeröllgrauwacke vom Ruxbruch identisch und gleichaltrig mit BODE's Rothäuser Kalkgeröllgrauwacke ist, denn beide liegen diskordant auf derselben älteren Schicht, dem Lauterberger oder Princepskalke. Lediglich ein durch die Facies bedingter faunistischer Unterschied ist vorhanden: die Kalkgeröllgrauwacke von Lauterberg führt eine rheinische, die vom Ruxbruch eine Hercynfauna. Dieser faunistische Unterschied wird noch klarer, wenn man die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der Quarzitgesteine (π-Gesteine LOSSEN's) südlich des Hauptzuges der Tanner Grauwacke mit denen der Kalkgeröllgrauwacke vergleicht, was weiter unten geschehen wird.

Ehe ich jedoch hierauf näher eingehe, möchte ich zum Vergleich auf die geologischen Verhältnisse des Kellerwaldes hinweisen. Ähnlich wie es für die älteren Hercynhorizonte schon festgestellt wurde, läßt sich auch für diese Stufe im Kellerwalde ein Äquivalent finden. In ihren Lagerungsverhältnissen und in ihrer stratigraphischen Stellung entspricht nämlich die Kalkgeröllgrauwacke den Michelbacher Schichten[1]). Beide Stufen sind vom Alter der Unterkoblenz-Schichten,

[1]) BODE ist sich selbst über das absolute Alter der Kalkgeröllgrauwacke nicht klar. Er schwankt, ob er sie zum Ober- oder zum Unterkoblenz stellen soll, gibt jedoch selber zu, daß ein Unterkoblenzalter in den tieferen Schichten möglich ist (S. 218).

und beide liegen auf gleichaltrigen Schichten der älteren Hercynstufe durch eine Diskordanz getrennt.

Oberkoblenz- oder Hauptquarzitgesteine (π-Gesteine Lossen's) in hercynischer Entwicklung südlich des Tanner Grauwackenzuges der Lossen'schen Harzkarte 1:100000

Der von Lossen auf der geologischen Übersichtskarte mit dem Buchstaben π = Hauptquarzit bezeichnete Horizont stellt, ebenso wie die anderen Stufen Lossen's, keine stratigraphische Einheit dar. Bei seinen Aufnahmen im Jahre 1922 stellte Dahlgrün fest (6), daß zwischen Stiege und Hasselfelde Teile dieses Gesteines dem Llandovery, Tarannon und Wenlock angehören. Im Gebiet zwischen Hasselfelde und Benneckenstein konnte ich inzwischen nachweisen, daß neben Wenlock (Laubhüttental!) in diesem Quarzitzuge Unter- und Mitteldevon enthalten ist; vor allem im Gebiet zwischen der Rappbode und der Straße Radeweg-Hasselfelde (Butterkopf, Hagenbruch, Bullarsch und Hahnefurth). Die hier auftretenden Gesteine sind Grauwacken und verruschelte Tonschiefer, weiter im Osten hauptsächlich Quarzite und Quarzitschiefer, die von dunklen, manchmal auch hellen, ebenplattigen Tonschiefern abgelöst werden. Im Quarzit wie im Tonschiefer finden sich Kalkeinlagerungen, im ersteren solche unterdevonischen, im letzteren solche von mitteldevonischen Alter. Der ganze Schichtenkomplex stellt eine zusammenhängende lückenlose Ablagerung dar und ist in sich konkordant gelagert.

Es wurde bereits erwähnt, daß die devonischen Schichten über der Ruxbruchdiskordanz im Osten des Südharzes in einer anderen Facies auftreten als im Westen. Zu dieser Erkenntnis kommt man schon bei einem Vergleich der Begleitgesteine, der eine unterdevonische resp. mitteldevonische Fauna führenden Kalke von Hasselfelde-Trautenstein einerseits und der gleichaltrigen Kalke von Zorge-Wieda anderseits. Während es bei Hasselfelde Quarzite und Quarzitschiefer sind, sind es bei Zorge Grauwacken. Aber noch mehr! Wir sahen, daß am Ruxbruch bei Benneckenstein an der Basis des Grauwackenhorizontes ein Basalkonglomerat mit aufgearbeiteten Kalken auftritt. Dasselbe Konglomerat müßte also, wenn der Grauwackenzug des Ruxbruches und der Umgegend der Försterei Grüntal ein Äquivalent der π-Gesteine Lossen's bei Trautenstein und Hasselfelde ist, auch dort vorkommen. Und dies ist in der Tat der Fall. Nördlich wie südlich des Hasselfelder Kalksteinbruches liegen solche Konglomerate auf tieferen Devonschichten. Auch in ihnen findet man, allerdings seltener, als am Ruxbruch bei Benneckenstein, aufgearbeitete Kalkgerölle mit Fauna.

Wohl das beste Beispiel für die Diskordanz an der Basis der π-Gesteine findet sich nahe der Blattgrenze Hasselfelde-Benneckenstein nordwestlich des Hasselfelder Tännichens. Bis hierher streicht der Quarzitzug des Bullarsches, um muldenförmig zu enden. Im Norden liegen, wie Dahlgrün feststellte, die Quarzitgesteine, beginnend mit einem Basalkonglomerat auf Hercyn (Princeps-Kalk) mit *Phacops Sternbergi* Barr., im Süden auf Graptolithenschiefer des Ludlow mit:

Monograptus dubius Suess
» *Bohemicus* Barr.
Gothograptus spinosus Wood.

Es handelt sich also hier um eine Diskordanz an der Basis der Quarzite, die bis aufs Silur übergreift.

Wenn also, wie ich oben beschrieb, die Oberkoblenzgesteine[1]) im Osten des Blattes Benneckenstein in Quarzitfacies vertreten sind, im Westen dagegen in Grauwackenfacies, so muß sich an mehreren Stellen dieser Übergang beobachten lassen. Schon bei der Spezialaufnahme kommt dies zum Ausdruck. Die Quarzitflächen treten in Richtung auf Benneckenstein immer mehr an Ausdehnung zugunsten der Grauwackenflächen zurück. Auch im Einzelprofil läßt sich dies erkennen, am besten wohl in der Nähe der Kalkklippe nördlich des Ochsenkopfes bei den Kahleberger Viehhöfen. Hier treten im Westen kalkreiche Grauwacken, die bereits viele Quarzitlagen enthalten, auf. Sie schließen in sich weiter östlich am Waldrande eine Kalkklippe, deren Kalkgehalt nach Osten mehr und mehr abnimmt; zugleich tritt an Stelle einer kalkhaltigen Grauwacke ein kalkhaltiger Quarzit, der dann dicht vor den Kahleberger Viehhöfen in reinen Quarzit übergeht. Auch hier tritt beiderseits der nach Rothesütte führenden Straße das Basalkonglomerat der Quarzitgesteine, allerdings wohl durch Störungen begrenzt, zutage. Auch in vertikaler Richtung läßt sich ein Übergang von den quarzitischen zu den Grauwackengesteinen beobachten. Eine Lücke in der Sedimentation ist nicht vorhanden. Ein schematisches Profil möge die Lagerungsverhältnisse und vor allem die Faciesveränderungen innerhalb der Oberkoblenzgesteine von Hasselfelde über Benneckenstein in Richtung Zorge-Lauterberg erklären.

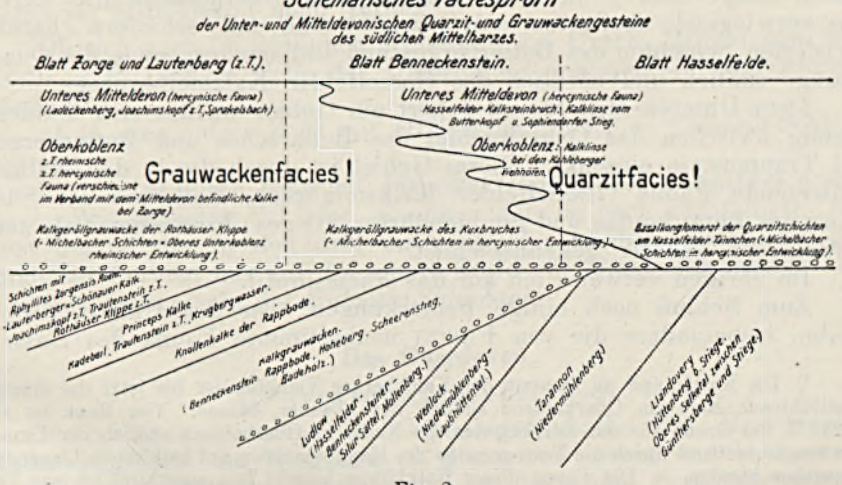


Fig. 2.

[1]) Ich nenne diese Gesteine hinfort kurz »Oberkoblenzgesteine«, obwohl ich mir bewußt bin, daß in ihnen sich z. T. noch Unterkoblenz und Unteres Mitteldevon befindet.

Hiernach komme ich zu folgenden Resultaten: Die Grauwacken und Quarzitschichten über der Ruxbruchdiskordanz gehören im Gebiet westlich Trautenstein in der Hauptsache dem Oberkoblenz und Unterem Mitteldevon an. Die tieferen Stufen der Ruxbuchgeröllgrauwacke gehören wahrscheinlich analog der Kalkgeröllgrauwacke von Lauterberg und den Michelbacher Schichten noch den höheren Unterkoblenzschichten zu. Eine genaue stratigraphische Trennung in Unter- und Oberkoblenz ist wegen der gleichen petrographischen Ausbildung und wegen des Fehlens charakteristischer Versteinerungen im Benneckensteiner Gebiet nicht möglich. Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß die oberen Partien mit Quarziten und dünnplattigen Schiefern bereits vorwiegend dem Unteren Mitteldevon in hercynischer Entwicklung angehören, während die darunter liegenden, meist keine Kalke führenden Grauwacken und Tonschiefer, Äquivalente des Oberkoblenz und Oberen Unterkoblenz darstellen. Bei Zorge und Benneckenstein schließen diese in Grauwackenfacies auftretenden Schichten eine hercynische Fauna ein und sind Äquivalente der bei Lauterberg in rheinischer Entwicklung auftretenden Kalkgeröllgrauwacke Bode's, die an der Grenze Unter-Oberkoblenz stehen soll.

Die Quarzit- und Quarzitschieferschichten zwischen Trautenstein und Hasselfelde, sowie die Tonschiefer mit den Einlagerungen von Diabasen und Kalken sind zeitliche Äquivalente der oben beschriebenen Grauwacken, Tonschiefer und geringmächtigen Quarzite über der Ruxbruchdiskordanz. Auch in den Quarziten und ihren Begleitgesteinen sind Schichten von Obersten Unterkoblenz, Oberkoblenz- bis zum Unteren Mitteldevon vorhanden. So dürften dem Oberkoblenz die Schichten mit der Kalklinse an den Kahleberger Viehhöfen entsprechen[1]). Ferner gehören zum Oberkoblenz die durch das vorwiegende Auftreten von Quarzitbänken und -schiefern charakterisierten Schichten des Butterberges und Bullarsches, sowie die Quarzitzüge südlich und nördlich des Hasselfelder Kalksteinbruches.

Dem Unteren Mitteldevon gehört ein Gebiet an, das sich muldenförmig zwischen das Quarzitgebiet des Bullarsches und Butterberges bei Trautenstein einsenkt. Dieses Gebiet ist durch die in den Kalken auftretende Fauna (Hasselfelder Kalksteinbruch, Kalklinse am Südhang des Butterkopfes und Sophiendörfer Stieges) hinreichend als zum Mitteldevon gehörig gekennzeichnet.

Im übrigen verweise ich auf das Faciesprofil.

Zum Schluß noch einige Bemerkungen über das Untere Mitteldevon, insbesondere die von Frech neubestimmte Fauna des Hassel-

[1]) Die Kalkklippe im Quarzit der Kahleberger Viehhöfe ist bis jetzt der einzige fossilführende Kalk im Oberkoblenz südlich der »Tanner Achse«. Von Bode ist auf S. 246 ff. der Grund für das Zurücktreten der Kalke im Oberkoblenz südlich der Tanner Grauwacke treffend durch die Transgression des Hauptquarzites auf kalkfreiem Liegenden angegeben worden. — Die Fauna dieser Kalkklippe besteht fast ausschließlich aus Trilobiten (*Phacops*, *Proetus* und *Bronteus*-Arten. Zurück treten die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden. Von Goniatiten wurden nur einige Bruchstücke festgestellt.

felder Kalksteinbruches. Hier kommen an Cephalopoden folgende Arten vor:

Aphyllites Dannenbergi Beyr. = *Goniatites subnautilinus* var.
» *verna* Barr. = *Goniatites subnautilinus* var.
» *amoenus* Barr.
Anarcestes lateseptatus Beyr.
» *neglectus* Barr.
Goniatites compressus Beyr. = *Mimoceras gracile* H. Meyer
Hercoceras subtuberculatum Sandb. = *mirum* Barr.
Gyroceras proximum Barr.
Orthoceras Pastinaca Barr. = *Cyrtoceras* sp. Kays.
» *triangulare* Arch. Vern.
Orthoceras bickense.

Ungefähr dieselbe Fauna wurde aus den Kalken südlich des Butterkopfes gesammelt. Auch hier deuten die Leitformen wie *Mimoceras gracile* und *Anarcestes lateseptatus* das mitteldevonische Alter dieser Stufe an.

Die Kalklinse am Sophiendörfer Stieg ergab eine ähnliche Fauna. Alle drei Fundpunkte stimmen in ihren Leitversteinerungen überein und stellen den gesamten Schieferkomplex, der sich vom südlichen Butterkopf über den Hagenbruch zum Hasselfelder Kalksteinbruch erstreckt, ins Untere Mitteldevon. Trotzdem steht die Kartierung im Gelände vor der Schwierigkeit einer genauen Abtrennung der Oberkoblenzschichten von dem Unteren Mitteldevon. Beide Stufen lassen sich vielleicht am besten dadurch unterscheiden, daß im Mitteldevon Diabase auftreten, die im Oberkoblenz zu fehlen scheinen; außerdem sind die im Unteren Mitteldevon bekannten Kalklinsen, abgesehen von ihrer Fauna, schon dadurch charakterisiert, daß hier dichter Flaserkalk vorherrscht, während im Oberkoblenz ein kristalliner, körniger Crinoidenkalk mit zahlreichen Trilobiten auftritt. Die Quarzitbänke treten im Mitteldevon mehr zurück.

Ob sich auch im südlichen Mittelharz das Untere Mitteldevon, wie Koch es für andere Teile des Unterharzes annimmt, in zwei Stufen, nämlich:

a) in eine untere Zone mit *Mimoceras gracile* = *Calceola*-Schichten und

b) in eine obere Zone mit *Pinacites Jugleri* und *Aphyllites occultus* = Wissenbacher Schiefer, einteilen läßt, ist noch zweifelhaft. Bis jetzt deuten die in den drei untermitteldevonischen Kalklinsen gefundenen Formen nur auf die untere Stufe mit *Mimoceras gracile* hin, d. h. auf Äquivalente der *Calceola*-Schichten.

Das Oberdevon

Cypridinenschiefer (toc)

Nach Koch werden die Cephalopodenkalke des Hasselfelder Kalksteinbruches am Eingange zu demselben direkt von blaugrauen Cypridinenschiefern mit zahlreichen Cypridinen und *Posidonia venusta* Münst. überlagert. Allem Anschein nach handelt es sich hier um transgredierende Lagerung dieser Stufe über Unterem Mitteldevon.

Die räumliche Ausdehnung dieses Oberdevons muß eine sehr beschränkte sein, denn an anderen Stellen wurden Cypridinenschiefer bis jetzt noch nicht festgestellt.

Stieger Schichten (tost)

Wirft man einen Blick auf die Lossen'sche Harzkarte, so fällt im Gebiet der Südharz-Culmmulde eine Tatsache besonders ins Auge, nämlich die Anhäufung von Diabasen in einer Zone, die den Hauptkieselschieferzug Lossen's kranzförmig begleitet. Rund um die Culmmulde und zwar, beginnend in der Gegend von Rodishayn und Stolberg, erstreckt sich dieser Zug über Breitenstein bis Stiege zuerst in nordsüdlicher Richtung, um hier mit einem scharfen Knick nach Westen in Richtung auf Benneckenstein-Hohegeiß umzubiegen. Von hier zieht sich die diabasführende Zone, abermals ihre Richtung wechselnd, über Zorge nach Wieda. Ich nenne diese Schichten in Übereinstimmung mit Dahlgrün nach dem Orte Stiege, wo sie gut aufgeschlossen sind, Stieger Schichten.

Die meist dichten Diabase und deren Tuffe liegen in der Regel deckenförmig eingeschaltet in ein Sedimentpacket von dunklen, ruscheligen Tonschiefern, die in der Nähe der Diabase zum Teil Kontaktwirkung zeigen. Als Einlagerungen kommen Wetz- und Kieselschiefer sowie Grauwacken, vereinzelt auch Bänke grober Gerölle vor. Auch dichte, oft kieselige, schwarze Kalke, mit vielen Kalkadern durchzogen, wurden in meist nicht allzu großen Linsen beobachtet. Der größte Teil der von Lossen bei der Tiefenbachmühle und zwischen Zorge und Hohegeiß als Zorger Schiefer beschriebenen Gesteine gehört ebenfalls hierher.

Das Alter dieser Schichten paläontologisch festzulegen war bis jetzt noch nicht möglich, da die Kalke sich als fossilfrei erwiesen und anderswo Versteinerungen nicht gefunden wurden.

Sicher ist folgendes: Diese Schichten sind, nachdem man die in den Zorger Schiefern Lossen's mit einbegriffenen Culmtonschiefer, die sich durch ihren petrographischen Habitus, sowie durch ihren tektonischen Verband mit der Culgrauwacke und dem Culmkieselschiefer von den Stieger Schichten absondern lassen, eliminiert, älter, als der Culmkieselschiefer, der sie transgredierend überlagert.

Für Oberdevon, welches Alter am ehesten in Frage käme, spricht das Auftreten von Rotschiefern in der Nähe der Jagdhütte nördlich des Mosekopfes. Ferner der Umstand, daß man für sie mitteldevonisches Alter nicht gut annehmen kann, da sie nach dem petrographischen Äußeren weder den Wissenbacher Schiefern noch den Stringocephalenkalk entsprechen können, da ja die ersteren von Stiege nicht allzuweit entfernt im Tal bei Treseburg anstehen. Eine solche plötzliche Faciesveränderung wäre auffallend und wenig wahrscheinlich. Auch fehlen dem Wissenbacher Schiefer die Tuffe, die sich in den Stieger Schichten beobachten lassen. Hierzu kommt ferner die mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmende transgredierende Lagerung der Stieger Schichten auf Silur und älterem Devon. Am ehesten lassen

sich die Stieger Schichten mit den Deckdiabasen im Lahn-Dillgebiet vergleichen. Nur führen sie im Unterharz mehr sedimentäres Material als jene.

Culm

Culmkieselschiefer (cuk)

Bereits KOCH und DENCKMANN hielten die Hauptmasse der von LOSSEN als Hauptkieselschiefer bezeichneten Gesteine für identisch mit dem Culmkieselschiefer des Oberharzes. Nachdem von KOCH mit gewissen Einschränkungen für die Elbingeröder Mulde ein culmisches Alter des Hauptkieselschiefers nachgewiesen worden ist, kann man wohl auch ohne Bedenken im südlichen Mittelharze die größten Teile des Hauptkieselschiefers zum Culm stellen, wenngleich Fossilien in ihm noch nicht gefunden worden sind. Folgende Gesichtspunkte sprechen für culmisches Alter dieses Gesteins:

1. Wäre der Hauptkieselschiefer wie LOSSEN annahm, eine zwischen dem Wieder Schiefer und dem Zorger Schiefer eingelagerte Schicht, so müßte er auch in den tieferen Tälern beide Stufen trennen. Dies ist jedoch nicht der Fall; vielmehr liegt der Kieselschiefer bald auf der einen, bald auf der anderen Stufe. Bei der lebhaften Sattel- und Muldenbildung, die im Unterharz auftritt, reicht der Kieselschiefer selten in die tief eingeschnittenen Täler hinab, meist bildet er in Muldenform die Kämme der Höhenrücken. (Vergl. Fig. 3 und das dazugegebene Profil).

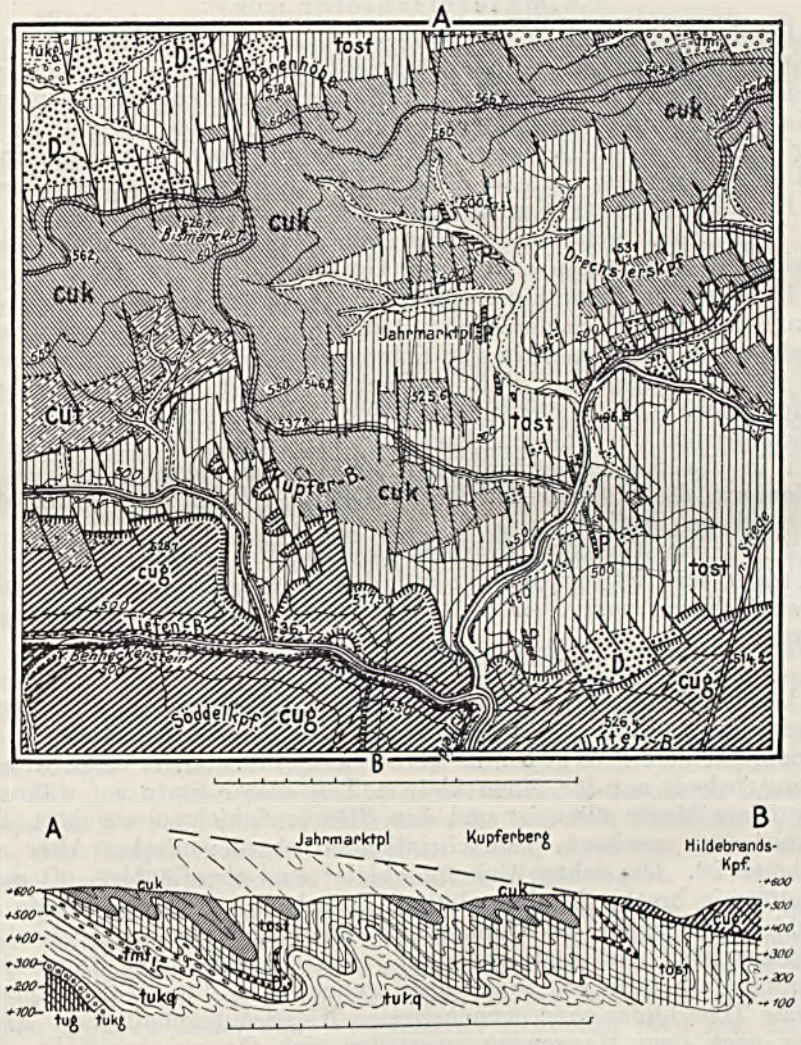
2. Das von LOSSEN als Hauptkieselschiefer kartierte Gestein liegt diskordant und transgredierend auf den verschiedensten Stufen des älteren Gebirges vom Oberdevon an bis zum Wenlock und Tarannon abwärts.

Culmtonschiefer (cut)

LEPSIUS (24) stellt in seiner Geologie von Deutschland den Zorger Schiefer des südlichen Mittelharzes zum Culm und bezeichnet ihn als Posidonienschiefer. Wie bereits vorher ausgeführt, trifft diese Altersstellung jedoch nur für einen kleinen Teil dieser Stufe zu, während die größere Masse älter ist und den Stieger Schichten angehört, für die mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit oberdevonisches Alter anzunehmen ist. Die echten Culmtonschiefer sind ebenflächige, oft auch griffelförmig brechende, dünnplattige Tonschiefer, die dort, wo sie im normalen Hangenden des Culmkieselschiefers auftreten, noch ziemlich kieselsäurereich sind und Ähnlichkeit mit ausgebleichten Hangenden Alaunschiefern besitzen. Nach oben gehen diese dünnen Schiefer in normale Tonschiefer ohne nennenswerten Kieselsäuregehalt über. Noch weiter nach dem Hangenden zu stellen sich Grauwackenbänke ein, bis allmählich die Tonschiefer zugunsten feiner Grauwacken und Grauwackenschiefer zurücktreten. Zugleich verlieren sich auch die gelblichen Farben, und an ihre Stelle treten dunkle und grünlich-graue Farbtöne, ähnlich wie in der Grauwacke.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Culmtonschiefers liegt in der Nähe von Rothesütte und südlich Zorge, sowie südlich der Möse,

Lichtenhöhe und des Karlshauses. Im Osten tritt er zwischen Stiege sowie Breitenstein und Hufhaus mehrfach in geringer Ausdehnung auf. An den meisten Stellen ist jedoch der Culmtonschiefer infolge tektonischer Vorgänge unterdrückt.



cug = Culmgrauwacke
cut = Culmtonschiefer
cuk = Culmkieselschiefer
tost = Stieger Schichten (Oberdevon)
tmt_1 = Unterer Mitteldevon
tukg, tukq = Michelbacher Schichten + Hauptquarzit (Unterdevon)
tug = Unterkoblenz
D = Diabas
P = Porphyr.

Fig. 3. Die Transgression des Culms zwischen Tiefenbachmühle und Hasselfelde.

Zu erwähnen ist noch, daß an der Grenze Culmkieselschiefer-Tonschiefer Diabase beobachtet wurden, die beide Gesteine und vor allem den Tonschiefer metamorph beeinflußt haben.

Culmgrauwacke (cug)

Die Culmgrauwacke entwickelt sich, wie schon beschrieben, allmählich aus dem Culmtonschiefer, indem sich immer mehr Grauwackenbänke einschieben und die Tonschiefer zurücktreten. Weiter nach oben wird das Gestein grobkörniger und dickbankiger und wird in Steinbrüchen als Straßenschotter gewonnen. Feinkörnige Grauwacken und Schiefer treten hier immer mehr zurück. Die Elbingeröder Grauwacke, die im Südharz große Flächen einnimmt, gehört in der Hauptsache der grobkörnigen Varietät an, da die feinkörnige Stufe und die Übergangsschichten zum Tonschiefer meist an tektonischen Grenzen unterdrückt sind. (Westlich und östlich der Tiefenbachmühle, bei Zorge!).

Tektonischer Teil

Faltungen und Transgressionen

Hierzu Fig. 4

Die Schwierigkeit, den geologischen Bau des Unterharzes zu erkennen, ist neben den schnellen Faciesänderungen in den zahlreichen, z. T. äußerst intensiven Faltungen, sowie den Trans- und Regressionen, die dieses Gebiet vom Silur bis zur Jetztzeit durchgemacht hat, begründet.

Folgende Faltungsperioden lassen sich im Harz nachweisen:

die caledonische Faltung,
die varistische Faltung,
die saxonische Faltung.

Unter den Begriff der caledonischen Faltung fallen zwei Faltungsvorgänge: nämlich die takonische und die eigentliche caledonische Faltung.

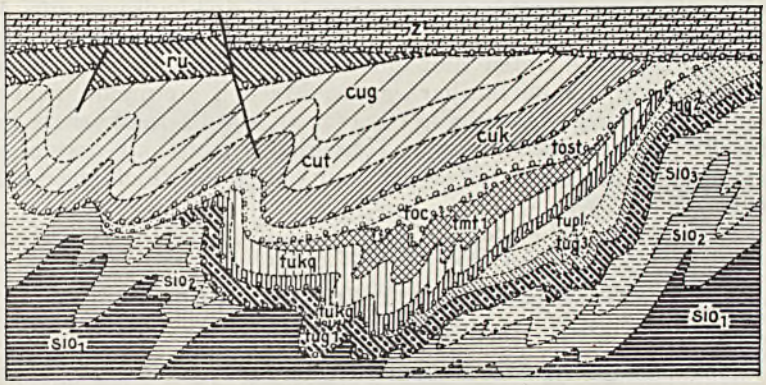
Die takonische Faltung ist im Harz nicht bekannt, da bis jetzt ältere Schichten als Llandovery noch nicht nachgewiesen werden konnten.

Auch von der eigentlichen caledonischen Gebirgsbildung wußte man im Harz noch nichts Sicheres[1]). Erst durch die geologischen Spezialaufnahmen im Unterharz und das daraus sich ergebende Kartenbild ist das Vorhandensein dieser Gebirgsbildung für den Harz sichergestellt.

Der Kalkgrauwackenhorizont an der Basis der Hercynschichten mit *Rhynchonella princeps* BARR. oder die letztere Stufe mit einem Basalkonglomerat beginnend liegt über den verschiedensten Stufen des Silurs, so z. B. östlich Benneckenstein auf tieferem Ludlow und Wenlock, bei Hasselfelde auf Ludlow, bei Allrode auf unterem

[1]) Lediglich DENCKMANN erwähnt, daß mit einem diskordanten Auflager des hercynischen Unterdevons zu rechnen sei. Vergl. DENCKMANN u. SIEGERT, a. a. O., S. 267.

(Graptolithenschiefer) und oberem Ludlow (Grauwackenhorizont), im oberen Selketal bei Günthersberge und am Scheerenstieg auf Llandovery. Da nach genauen Profilaufnahmen Dahlgrün's Ludlow und Wenlock schon allein ungefähr 500 m mächtig sind, so muß also mindestens 500 m Sediment wieder beseitigt sein, ehe sich die Unterkoblenz-Schichten ablagern konnten. Hierbei ist noch unberücksichtigt geblieben, daß das gesamte Dawtonian im Harz fehlt. Ich kann mich



z = Zechstein
ru = Unteres Rotliegendes
cug = Culmgrauwacke
cut = Culmtonschiefer
cuk = Culmkieselschiefer
tost = Stieger Schichten } Oberdevon
tok = Cypridinenschiefer }
tmt_1 = Unterers Mitteldevon
tukq } = Michelbacher Schichten
tukg } + Hauptquarzit
tupl = Plattenschiefer (Unterkoblenz)
tug_3 = Zorgensisstufe
tug_2 = Princepsstufe + Knollenkalk
tug_1 = Kalkgrauwacke
sio_3 = Ludlow
sio_2 = Wenlock + Tarannon
sio_1 = Llandovery.

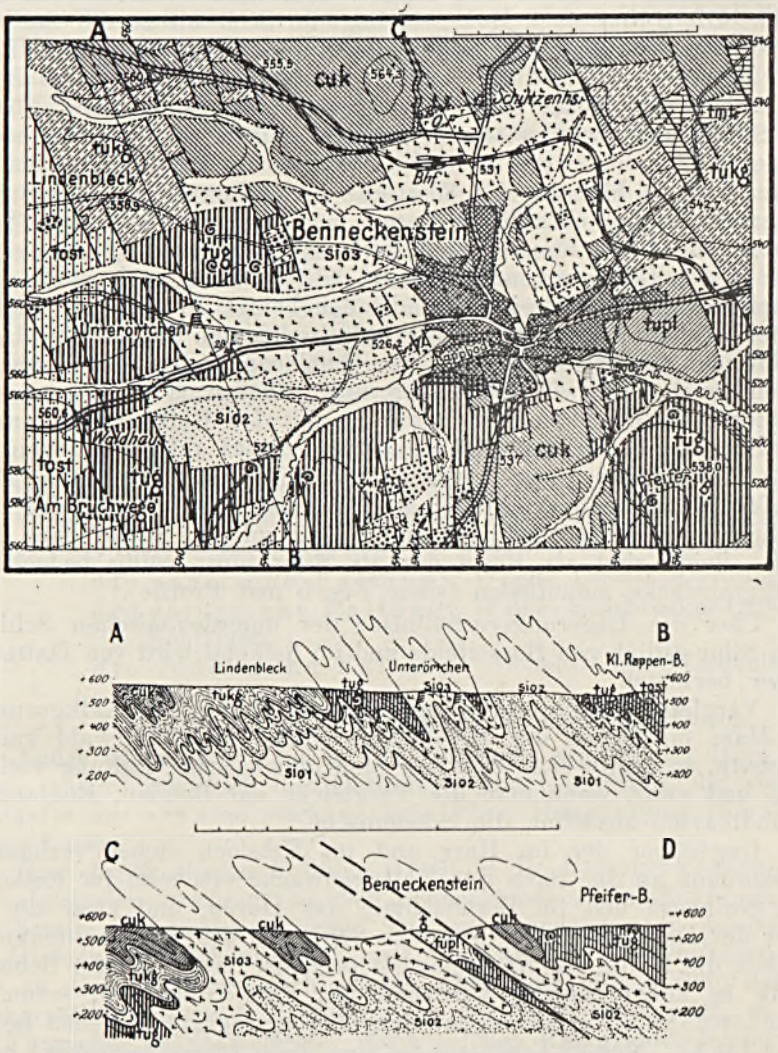
Fig. 4. Skizze der Transgressionen im Palaeozoicum des südlichen Mittelharzes.

daher für den Harz nicht den Ausführungen Drevermann's anschließen, daß das Hercyn (Princeps-Kalke — Schönauer Kalke) überall im konkordanten Verbande dem Silur folgt. Im Gegenteil deutet die mächtige Lücke zwischen Silur und Devon im Harz eine langanhaltende Geokratie für das unterste Devon an; schon deshalb stimme ich auch für das Marburger und Kellerwald-Hercyn den Ausführungen Herrmann's zu, der annimmt, daß das Hercyn tiefstes Unterkoblenz ist. Hierzu kommen ja auch noch die faunistischen

[1]) Es ist bis jetzt an keiner Stelle im Unterharz älteres Devon, als die Kalkgrauwacke paläontologisch sicher nachgewiesen. Der jüngste sichere Silurhorizont gehört dem Ludlow an. Immerhin wäre es möglich, daß auch im Unterharz an irgend einer Stelle tiefstes Devon noch festgestellt würde und zwar in konkordantem Verbande mit dem Silur. Dann würde sich lediglich das Alter der caledonischen Faltung etwas nach oben hin verschieben. Sie würde danach im Unterharz im tiefsten Unterdevon stattgefunden haben. Die Transgression der Kalkgrauwacke würde aber auch über dieses älteste Devon hinweggehen und die Hercynschichten mit *Rhynchonella princeps* Barr. und die Äquivalente des Schönauer Kalkes würden immer über dieser Diskordanz und über der Kalkgrauwacke liegen.

Übereinstimmungen der Kalkgrauwacke, die unter ihrer Fauna viele Typen hat, die an Unterkoblenz erinnern.

Am klarsten treten neben verschiedenen Profilen bei Hasselfelde



cuk = Culmkieselschiefer
tost = Stieger Schichten (Oberdevon)
tmt_1 = Unteres Mitteldevon
tukg = Mittelbacher Schichten
+ Hauptquarzit
tug = Unterkoblenz (Kalkgrauwackenhorizonte)
sio_3 = Ludlow
sio_2 = Wenlock und Tarannon
sio_1 = Llandovery
D = Diabas.

Fig. 5. Der Benneckensteiner Silursattel.

und am Scheerenstieg[1]), am Silursattel östlich Benneckenstein die Lagerungsverhältnissen der Kalkgrauwacke zum Silur zutage. Die Kalkgrauwacke umschließt hier im Norden, Süden und Westen einen aus Tarannon, Wenlock und Ludlow sich zusammensetzenden Silursattel. Die Straße nach Hohegeiß liegt im Silur bis zu der Stelle, wo sie vor dem Waldhaus das Seitentälchen der Rappbode kreuzt. Rechts und links der Straße kann man die Graptolithenschiefer mit Kieselgallen bald anstehend, bald im Felde zerstreut beobachten. Nördlich der Straße und zwar zwischen dem Lindenbleck und dem Benneckensteiner Elektrizitätswerk steht Kalkgrauwacke mit Fossilien an. Sie zieht sich von hier um die Westseite des Siluraufbruches herum am Unterörtchen und Waldhaus vorbei und ist im Süden des Sattels wieder mit einer Fauna bei P. 521 zu beobachten. Von hier aus streicht der Grauwackenzug zuerst südlich, dann auch nördlich der Rappbode, durch zahlreiche Fundstellen belegt, in östlicher Richtung weiter. Schon diese Lagerungsverhältnisse deuten darauf hin, daß die Grauwacke transgredierend auf verschiedenen Stufen des Silurs liegt. Besonders deutlich wird diese Lagerung jedoch noch durch zwei kleine Erosionsreste, die ohne Zusammenhang mit den Kalkgrauwackenzügen nördlich, westlich und südlich des Sattels direkt auf Silur liegen. Der erste liegt neben einer kleinen Diabaslinse südöstlich des P. 526 (Meßtischblatt Benneckenstein), am Westausgang des Ortes, der zweite südlich der Kilometerzahl 28, unmittelbar an der Straße nach Hohegeiß. Beide sind als Reste der als Silur einst völlig bedeckenden Kalkgrauwacke aufzufassen (siehe Fig. 5 und Profile).

Über die Lagerungsverhältnisse der unterdevonischen Schichten zum Silur östlich von Hasselfelde und im Selketal wird von Dahlgrün näher berichtet.

Vergleicht man nun die Lagerungsverhältnisse der Kalkgrauwacke im Harz mit denen der Erbslochgrauwacke im Kellerwald und von Marburg, so ergibt sich, daß hier eine gleichaltrige Faltung vorliegen muß und zwar, wenn man die Vergleiche auf Belgien, England und Skandinavien ausdehnt, die caledonische.

Gegenüber der im Harz und im Erbsloch sicher vorhandenen Diskordanz an der Basis der Kalkgrauwacke erscheint im Kellerwald am Steinhorn und im Bernbachtale das Devon, und zwar die noch über der Kalkgrauwacke liegenden Schichten des Tentakulitenknollenkalkes, die Kalke mit *Rhynchonella princeps* Barr. und der Schönauer Kalk in konkordantem Verbande mit dem Silur und, wenn man Drevermann's Ausführungen folgt, ohne petrographische und faunistische Lücke. Meines Erachtens ist aber diese Lücke faunistisch sowohl wie petrographisch vorhanden, denn es fehlt zwischen den Schichten des Hercyns (Tentakulitenknollenkalk, Princepskalk, Schönauer Kalk) und dem Silur die Erbsloch- oder die Kalkgrauwacke und ferner das

[1]) Vergl. Dahlgrün, Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiet (8). Es sei hier nur kurz erwähnt, daß am Scheerenstieg die Kalkgrauwacke im Westen auf Llandovery, im Osten auf Ludlow liegt; daß der Scheerenstieg ferner eine Mulde darstellt, in deren Kern Mittel- und Oberdevon auftritt.

ganze tiefere Devon von den tieferen Siegener Schichten an abwärts. Außerdem ist im Bernbachtale die Unterlage des Tentakulitenknollenkalkes eine andere, als im Steinhorn, hier nämlich normaler Graptolithenschiefer und dort klüftiger Plattenkalk des Silurs.

Das Wesentlichste an der ganzen Hercynfrage ist jedenfalls die von HERRMANN angeführte Tatsache, daß der Kalkgrauwackenhorizont das älteste Glied des Hercyns ist. Dies ist für den Harz mit einem unbedingten Ja zu beantworten, da stets dort, wo Silur, Kalkgrauwacke und kalkiges Hercyn auftritt, die Kalkgrauwacke an der Basis des letzteren diskordant auf dem Silur liegt.

Über das Streichen der caledonischen Gebirgsbildung im südlichen Unterharze läßt sich nicht viel sagen. Vergleicht man die Lage der Silurhorizonte auf den Blättern Benneckenstein und Hasselfelde, so läßt sich lediglich feststellen, daß nach Süden hin immer ältere Stufen des Silurs zutage treten. Lediglich im Norden des Blattes Benneckenstein, in der Nähe der Silberkuhle, tritt Llandovery zutage. Hiernach könnte es den Anschein haben, als ob durch die Mitte der Blätter Benneckenstein, Hasselfelde eine prädevonische Mulde hindurchzöge.

Die varistische Faltung

Die varistische Faltung ist entschieden die bedeutendste, von der der Untergrund des Harzes betroffen wurde. Auch sie zerfällt in zahlreiche Unterphasen, von denen bis jetzt im Harz bekannt waren:

die saalische Faltung: Wende Ober-Unterrotliegend,
die asturische Faltung: Wende Saarbrücker-Ottweiler Schichten,
die sudetische Faltung: Wende Culm-Waldenburger Schichten,
die bretonische Faltung: Wende Culm-Devon.

Außer diesen schon bekannten Faltungen wurden im Harz noch einige andere innerhalb der Devonformation festgestellt, die sich als Vorläufer der späteren starken variscischen Hauptfaltung charakterisieren lassen.

Eine dieser älteren Faltungen fällt in die Unterkoblenzzeit. Am augenfälligsten erscheint sie bei Benneckenstein am Ruxbruch, wo, wie bereits im stratigraphischen Teil auseinandergesetzt, Äquivalente der Michelbacher Schichten diskordant auf älterem Hercyn liegen. Die sich an diese Faltung anschließende Abtragung ging soweit, daß die Kalkgeröllgrauwacke z. T. auf Stufen des Silurs übergreift; so z. B. am Tännichen bei Hasselfelde. Auch auf den Kalkgrauwackenhorizont können die Michelbacher Schichten übergreifen; dies ist der Fall am Lindenbleck bei Benneckenstein (siehe Profil CD auf S. 229).

Auf die von BODE bei Lauterberg festgestellten ähnlichen Lagerungsverhältnisse wies ich bereits mehrfach im stratigraphischen Teil hin. Auch BODE stellt hier das diskordante Auflager der Kalkgeröllgrauwacke auf den tieferen Hercynschichten, insbesondere auf Lauterberger Kalk fest. Er nimmt als wahrscheinlich an, daß diese Hercyn-

stufe auch die Rothhäuser Kalkgrauwacke (Erbslochgrauwacke) transgredierend überlagern kann. Die Lagerungsverhältnisse der Kalkgeröllgrauwacke im südlichen Mittelharz haben diese Vermutung Bode's bestätigt.

Vergleicht man nun die Profile im Harz mit den durch Denckmann bekannt gewordenen aus dem Kellerwald, so ergibt sich hier wie dort das Vorhandensein einer Lücke zwischen Schönauer Kalk oder Erbslochgrauwacke und den Michelbacher Schichten oder ihren Äquivalenten. Also auch hier wieder eine Parallele zwischen beiden Gebirgen (siehe Tabelle auf S. 214).

Oberdevonische Faltungen und Transgressionen

Von der Ablagerung der Michelbacher Schichten an, durchs Oberkoblenz hindurch bis ins Mitteldevon hinein, sind orogenetische oder stärkere epirogenetische Bewegungen bis jetzt im Harz noch nicht bekannt geworden. Eine Lücke in der Sedimentation ist hier nirgends nachzuweisen. Erst im Oberdevon machen sich stärkere Bewegungen wieder bemerkbar. So scheint im Unterharz der Cypridineenschiefer transgredierend auf tieferen Schichten zu liegen. Ein exakter Beweis hierfür ist jedoch bis jetzt noch nicht möglich. Anders scheinen die Verhältnisse an der Basis der Stieger Schichten zu liegen, die man bald im Auflager auf silurischen, bald auf unterdevonischen und endlich auch auf mitteldevonischen Schichten beobachten kann. An der Grenze zu diesen Schichten stets eine Störung anzunehmen, so daß hier verschiedene ältere Stufen jeweilig unterdrückt wären, erscheint wenig für sich zu haben. Die tatsächlich beobachteten Lagerungsverhältnisse dieser Stufe erscheinen besser durch ein transgredierendes Auflager erklärt zu werden. Die durch diese Diskordanz angedeutete Faltung kann als ein Vorläufer der bretonischen betrachtet werden.

Die bretonische Faltung im Harz

Die geologischen Spezialarbeiten ergaben, daß der bretonischen Faltungsphase im Unterharz eine viel größere Bedeutung zukommt, als man bisher annahm. Eine der wichtigsten tektonischen Erhebungen, der mehrfach erwähnte Benneckensteiner Silursattel, ist in seiner ersten Anlage bereits bretonischen Alters. An Hand der beigegebenen geologischen Skizze und der Profile läßt sich dieses erkennen (vergl. Profile und Skizze auf S. 229).

In und bei Benneckenstein treten Schichten des Silurs zutage, die von Koblenz- und Stieger Schichten umgeben werden. Auf kurze Entfernung liegt hier der Kieselschiefer auf allen diesen Stufen; so bilden am Ziegenkopf Stieger Schichten die Unterlage des Kieselschiefers, nur einige hundert Meter weiter greift er auf Unterkoblenz und bei P. 507,2 an der Rappbode sogar auf Silur über. Südlich des Bahnhofs Benneckenstein, sowie am Sandbrink bildet ebenfalls das Silur das Liegende des Kieselschiefers; weiter nördlich die Schichten der Kalkgeröllgrauwacke. Aus diesen Beobachtungen geht hervor,

daß bereits eine Emporwölbung des Benneckensteiner Sattels vor Ablagerung des Kieselschiefers stattfand und silurische und devonische Schichten vorher abgetragen wurden. Auch Störungen präculmischen Alters lassen sich nachweisen, so besitzt beispielsweise eine streichende Störung, die von der Silberkuhle nach dem Ochsenberg läuft und Michelbacher Schichten und Plattenschiefer trennt, präculmisches Alter, da sie diese beiden Gesteine, nicht aber die Kieselschiefer verwirft; im Gegenteil verschwindet die Störung unter den Kieselschiefern, die transgredierend auf Plattenschiefer liegen, wie sich in günstigen Aufschlüssen im Hohlweg des Jagens 90 (Bl. Benneckenstein) beobachten läßt.

Die sudetische Faltung

Die bedeutendste aller variscischen Faltungen bleibt jedoch unstreitig die sudetische Faltungsphase, die sich in der Diskordanz zwischen Rotliegendem und altem Gebirge bemerkbar macht. Das Altpalaeozoicum wurde in isoklinale Falten gelegt, die fast ausschließlich nach Süden hin einfallen, nur selten kann man umgekehrtes Einfallen beobachten; bei den Sätteln und Mulden ist der eine Flügel meist ausgewalzt, so daß der Schuppenbau des alten Gebirges deutlich in Erscheinung tritt. Es sind dieselben tektonischen Bilder, wie sie aus anderen altpaläozoischen Gebieten auch bekannt sind, und wie sie KOCH in seinen Profilen durch den Oberharzer Diabaszug beschrieben und auch bildlich dargestellt hat.

Neben den streichenden Störungen, die in erster Linie die Geologie des Unterharzes beherrschen und, da meist in den Schiefern gelegen, das geologische Bild so unübersichtlich machen, ist noch auf eine Art von Störungen hinzuweisen, die sich hauptsächlich dort finden, wo ein petrographischer Wechsel in der Gesteinsfolge auftritt, so z. B. an der Grenze Elbingeröder Grauwacke — Culmtonschiefer. Beide Gesteine reagierten natürlich ganz verschieden auf den Gebirgsdruck. Das weiche, leicht faltbare Tonschiefermaterial bildete das Gleit- und Schmiermittel für die starre, mehrere hundert Meter mächtige, der Faltung Widerstand entgegensetzende Grauwacke. Diese ist bei der Faltung an vielen Stellen unter Auswalzung älterer Gesteine fortbewegt und auf Devon hinaufgeschoben worden. Das Wesentliche bei diesen Dislokationen ist, daß die Verschiebungen weniger in vertikaler als in horizontaler Richtung erfolgten.

Die asturische Gebirgsbildung.

Schon in einer früheren Arbeit (27) habe ich auf das Alter der Querverwerfungen im Unterharz hingewiesen und betont, daß die meisten, ähnlich wie die hercynisch gerichteten Spalten, auf denen die Oberharzer Erzgänge aufsitzen, ein verhältnismäßig hohes Alter haben. Die im Unterharz zwischen Ilfeld und Wernigerode auftretenden Porphyr- und Melaphyrgänge sitzen ebenfalls auf Querstörungen auf. Mithin sind die Spalten älter, als die Porphyre, denen ein rotliegendes Alter zukommt. Aus Vergleichen mit ähnlichen Erscheinungen in

den Nachbargebieten, wo sich das Alter dieser Störungen noch näher feststellen läßt, kam ich zu dem Resultat, daß sie an der Wende Saarbrücker-Ottweiler Schichten entstanden sein müßten und der asturischen Gebirgsbildung zuzuzählen sind. Im übrigen verweise ich auf meine oben angeführte Arbeit, in der ich auch

die saalische Gebirgsbildung am Südharz ausführlicher behandelt habe, so daß sich ein näheres Eingehen auf diese Gebirgsbildung erübrigt.

Saxonischen Alters sind die Staffelbrüche im Rotliegenden, die ein stufenweises Absinken dieser Formation zum Harzlande bewirken. Auch einige Roteisensteingänge im alten Gebirge und im Rotliegenden sitzen auf Störungen saxonischen Alters auf. Eine große Zahl der im Rotliegenden oder an der Grenze dieser Formation zum alten Gebirge auftretenden Täler sind tektonischer Natur, da sie



Fig. 6. Blick ins Kalte Tal bei Ilfeld
Links Rotliegendes — rechts Culmgrauwacke

an hercynisch streichenden Verwerfungen angelegt sind. Wohl das beste Beispiel für ein Verwerfungstal ist das Brandesbachtal und seine Verlängerung nach Nordwesten und Südosten (Kaltes Tal und Arschbachtal; siehe Textfig. 6). Auch das obere Kunzental und Elsbachtal, sowie ein Teil des oberen Helltales sind gute Beispiele für Täler, deren Anlage durch Störungen bedingt ist.

Das tektonische Gesamtbild

Wenn man das Altpalaeozoicum des Südharzes quer zum Streichen in einer Linie, die von Tanne über Benneckenstein, Rothesütte nach Ilfeld verläuft, durchquert, so kreuzt man zahlreiche Sättel und Mulden, von denen ich die wichtigsten kurz hervorheben möchte (vergl. Textfig. 7).

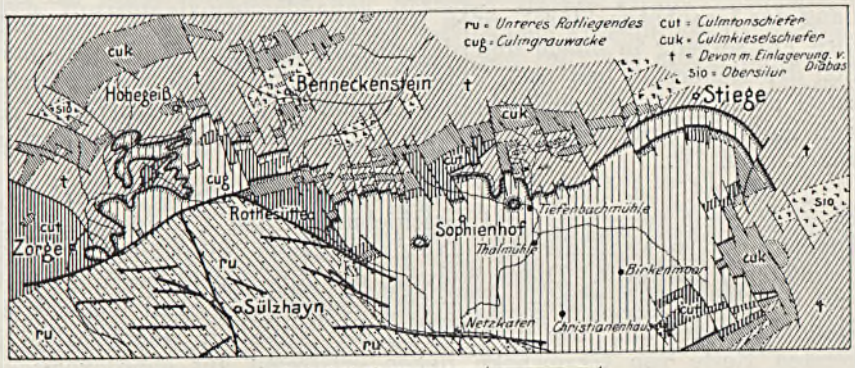


Fig. 7. Tektonische Skizze der Südharzmulde

Der Benneckensteiner Sattel

Nähert man sich von irgend einer Seite dem Städtchen Benneckenstein, so fällt die tiefe Lage des Ortes besonders auf. Sie ist dadurch bedingt, daß die in ihrem Untergrunde auftretenden Graptolithenschiefer, die den Kern des Benneckensteiner Sattels bilden, sich weniger widerstandsfähig gegen Verwitterung erweisen, als die den Sattel umgebenden harten devonischen und culmischen Schichten.

Die Fortsetzung des Benneckensteiner Silursattels nach Osten bildet der Hasselfelder Silursattel. Die Verbindung zwischen beiden wird dargestellt durch die älteren Hercynschichten östlich und westlich von Trautenstein. Im Westen verschwindet das Silur von Benneckenstein unter der unterdevonischen Kalkgrauwacke und den Stieger Schichten der Gegend von Hohegeiß, die selber hier südlich des Ortes in Sattelstellung zu beobachten sind. Erst nördlich von Zorge tritt im Bruchmannstal und am Mollenberge wieder Silur zu Tage, das als Fortsetzung des Benneckensteiner Silursattels zu deuten ist. Ob das im Fortstreichen bei Lauterberg an der Kupferhütte durch ROEMER schon seit langer Zeit bekannte Silur als tektonische Fortsetzung der gleichaltrigen Benneckensteiner Schichten anzusehen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Jedenfalls treten auch hier, ebenfalls durch Culmkieselschiefer diskordant überlagert, Graptolithenschiefer mit einer Ludlowfauna auf.

Da der Benneckensteiner Silursattel einen Teil der Hauptsattelachse (14) des Unterharzes darstellt und bereits bretonisch angelegt ist, so mag es nicht ausgeschlossen sein, daß diese Emporwölbung schon vor Ablagerung der Culmschichten angelegt wurde.

Der Laubhüttentaler Sattel

Nur wenige Kilometer südlich des Benneckensteiner Sattels läßt sich eine zweite Aufsattelung, in deren Kerne ebenfalls Silur auftritt, beobachten. Ich nenne sie nach dem Silurfundpunkt im Laubhüttental: Laubhüttentaler Sattel. Er beherrscht mit seiner Tektonik große Teile im Gebiet der Blätter Zorge, Benneckenstein und Hasselfelde. Westlich des Laubhüttentales deutet sich diese Sattelachse am Südhang des Grauberges durch einen Aufbruch von Ludlow an; sie findet ihre Fortsetzung in einem unterdevonischen Kalkgrauwackenzug nördlich des Rehberges und noch weiter im Westen in dem Kieselschiefersattel nördlich des Dammbachtales. In der Nähe des Jägerflekes verschwindet sie unter dem Rotliegenden, das hier an einer Verwerfung abgesunken ist.

Während und unmittelbar nach der Emporwölbung dieser Achse ist es zu weit ausgedehnten Überschiebungen und Übergleitungen gekommen und zwar in der Art, daß der gesamte Nordflügel auf ältere Schichten hinaufglitt. Diese Störung, die ihre eigentlichen Ausmaße erst bei Zorge und Hohegeiß erreicht, deutet sich schon nördlich des Dammbachtales an. Die hier und in der Nähe der Hühnerbalze liegenden Reste von Grauwacke liegen ortsfremd auf oberdevonischen Schiefern und Diabasen. Weiter unten wird auf diese Erscheinung noch ausführlich einzugehen sein. Östlich des Laubhüttentales ist die Aufsattelung nicht mehr so deutlich zu erkennen. Doch dürfte der Quarzitzug des Bullarsches (Oberkoblenz) und das Silur des Nieder-Mühlenberges und Hüttenberges die wahrscheinliche Verlängerung des Laubhüttentaler Sattelzuges nach Osten hin sein. Zwischen dem Benneckensteiner und dem Laubhüttentaler Sattel liegen eingemuldet Schichten des Unter- und Oberkoblenz (Kalkgrauwacke, Princepsschichten, Plattenschiefer und Michelbacher Schichten), sowie ferner westlich, südlich und südwestlich Trautenstein die mehrere Kilometer lange Mulde des Mitteldevons (Pastorenbruch, Hagenbruch). Der Laubhüttentaler Sattel dürfte in seiner jetzigen Anlage wohl sudetisches Alter besitzen, da Culmschichten an der Faltung in hervorragender Weise beteiligt sind.

Eine dritte Aufsattelung deutet sich nördlich des kleinen Hengstrückens im Rothesütter Tal dadurch an, daß hier nochmals Kieselschiefer zu Tage tritt. Nach Westen verschwindet diese Achse ebenfalls unter dem Rotliegenden. In östlicher Richtung ist die Überdeckung durch Culmgrauwacke so mächtig, daß Aufsattelungen innerhalb des Südharzer Grauwackenplateaus nicht zu Tage treten können. Immerhin könnte es möglich sein, daß der Aufbruch im Rothesütter Tal eine Fortsetzung des Llandoveryvorkommens im Oberen Selketal zwischen Güntersberge und Stiege darstellt.

Zwischen dem Laubhüttentaler Sattel und der eben beschriebenen Sattelachse liegt als Mulde der mächtige Kieselschieferzug des Stierberges, der Möse, der Lichtenhöhe, des Karlshauses und Radeweges. Obwohl geologisch eine Mulde, so stellt er morphologisch dank der ihn aufbauenden festen Lydite den bedeutendsten Höhenzug und die Wasserscheide im südlichen Unterharz dar.

Die Übergleitungen und Abscherungen im Gebiet der Elbingeröder Culmgrauwacke

Bei Besprechung der sudetischen Faltung hatte ich schon darauf hingewiesen, daß neben den gewöhnlichen streichenden Störungen, die vor allem bei der Sättel- und Muldenbildung entstanden, eine andere Art von Störung im Südharz zu beobachten ist, nämlich die durch Horizontalverschiebungen größerer starrer Grauwackenmassen auf relativ plastischem Untergrund entstandene Abscherungsdiskordanz.

Neben diesen einfachen Übergleitungen (26), bei denen immerhin das Jüngere noch über dem Älteren blieb, fanden auch Überschiebungen statt und zwar oft dort, wo die Schiefer und die in Gleitung befindlichen Grauwacken im Untergrund des ruhenden Gebirges auf Widerstand stießen, die höher gelegenen Schichten jedoch ihren Weg fortsetzten. In Folge hiervon löste sich die gleitende Masse in mehrere, mit verschiedener Geschwindigkeit sich vorwärts bewegende, tektonisch gleichwertige Schichtenpakete auf, die jede durch zwei annähernd parallele Verschiebungsflächen abgegrenzt, mechanische Einheiten darstellen. Man bezeichnet solche Einheiten als Gleitbretter (28). »Sie vermögen das Fehlen ganzer Schichtenpakete auf ausgedehnte Flächen hin zu erklären« und »können aus faltenden Bewegungen hervorgehen bezw. reife Faltungen ablösen« (siehe Fig. 8).

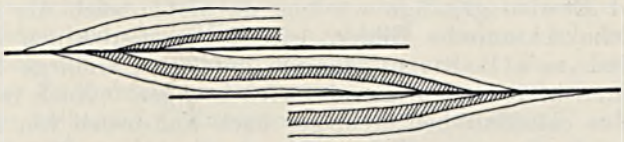


Fig. 8.

Da im allgemeinen die Gleitflächen aus Schichtflächen unter Ausquetschung plastischen Materials hervorgehen, so sind die Schichten innerhalb der verschiedenen Gleitbretter zueinander und zur Gleitfläche parallel. Es sind dies die konkordanten Gleitbretter. Bei diesen Bewegungen entstehen »Abschiebungs-« oder »Abgleitungsdecken«. Hierher würde nach SPITZ auch BUXTORF's »Abscherungsdecke« im Jura gehören, soweit der Untergrund nicht gefaltet ist. Andere Beispiele für solche Gleitbretter sind mehrfach von SPITZ, REYER, AMPFERER und anderen Alpengeologen angeführt[1]).

Von diesen konkordanten Gleitbrettern unterscheiden sich die diskordanten, deren Schichten an der Gleitfläche diskordant aneinander stoßen. Sie bilden zu ihrem Liegenden Abscherungsdiskordanzen im



Fig. 9.

[1]) Siehe die bei SPITZ angegebene Literatur.

Sinne von Spitz. Ihre Entstehung wird durch Fig. 9 erläutert. Bei solchen diskordanten Überschiebungen sind die Bedingungen für die Entstehung von Myloniten besonders günstig. Auch diese Erscheinungen sind aus den Alpen bekannt und mehrfach von Wähner, Steinmann, Lorenz, Uhlig und Zöppritz erwähnt.

Die Begriffe der Übergleitung oder Abscherung sind vor allem Begriffe, mit denen der Alpengeologe arbeitet. In den deutschen palöozoischen Mittelgebirgen kennt man diese Erscheinungen weniger[1]), was wohl hauptsächlich daran lag, daß tiefeinschneidende Täler wie wir sie in den Alpen haben, diesen Rumpfgebirgen fehlen, mithin auch der Geologe selten einen tieferen Einblick in den Kern des Gebirges tun kann. Daß aber solche Erscheinungen der Gebirgsbildung auch in den alten paläozoischen, alpinotyp gefalteten Gebirgen vorkommen, ist eigentlich eine ganz logische Folgerung, denn die gebirgsbildenden Kräfte, die im Palaeozoicum die varistischen oder caledonischen Alpen aufbauten, waren dieselben wie diejenigen, die im Tertiär die Faltengebirge schufen. Nur haben in paläozoischen Gebieten die nachfolgenden Faltungen, vor allem die Zerstückelung durch Querverwerfungen, das ehemals klare Bild getrübt und wieder verwischt. Ferner wurden große Teile dieser Gebirge abgetragen und zwar gerade die Zonen, die in dem jungen Gebirge jetzt zu Tage anstehen. Wo aber trotzdem die Beobachtungsverhältnisse durch spätere Hebung und Erosion günstige wurden, da bieten auch die alten Gebirge ähnliche tektonische Bilder, wie sie in den Alpen so häufig zu sehen sind, so z. B. die caledonisch gefalteten Gebirge Skandinaviens mit ihren horizontalen Massenverfrachtungen. Auch in der Verlängerung des caledonischen Gebirges nach Südwesten hin in Schottland lassen sich alpinotype Faltenbilder beobachten. Man vergleiche nur die Profile in der Arbeit E. B. Bailey's über Faltungen im schottischen Hochlande (3). Es fällt hier die Analogie zwischen alpinem und caledonischem Dislokationstyp auf, ebenfalls die flachen, beinahe horizontal einfallenden Störungen vom Gleitbrettyp.

Aus dem varistischen Gebirge sind, abgesehen von der faille du Midi, weit ausgreifende horizontale Überschiebungen noch nicht bekannt geworden. Lediglich im Lahn- und Dillgebiet wurden von Ahlburg u. a. größere Überschiebungen und Übergleitungen festgestellt und auch von Denckmann im Kellerwald angenommen. Auch für den Harz glaube ich solche Übergleitungen, die auf horizontalem Schub beruhen, nachweisen zu können. Zwar können sich diese Erscheinungen nicht mit den aus den Alpen oder aus den skandinavischen Gebirgen bekannten an Großartigkeit messen, immerhin aber sind auch hier mächtige Gesteinsmassen auf größere Entfernung (bis $3^1/_2$ km) horizontal vorwärts bewegt und z. T. auch übereinander geschoben worden. Es handelt sich um die mehrere hundert Meter mächtige, fast die ganze Südharzmulde einnehmende Schichtenserie der Elbingeröder Grauwacke. Die mehrere hundert Meter tiefen Täler

[1]) Im mesozoischen Deckgebirge, vor allem im Salzgebirge, sind Übergleitungen und Abscherungen zahlreich bekannt.

am Rande des Südharzes, vor allem das der Behre und Zorge mit ihren kleinen Nebenflüssen haben die Grauwacke z. T. durchsägt und ihr Liegendes freigelegt. Hierbei wurde festgestellt, daß auf weite Erstreckung hin das Liegende der Grauwacke nicht, wie man normaler Weise annehmen müßte, Culmton- oder Culmkieselschiefer darstellt, sondern durch die Stieger Schichten gebildet wird. Dieses Fehlen der älteren Culmstufen, die oft in unmittelbarer Nähe noch vorhanden sind, kann man nun auf zweierlei Weise erklären.

1. Die Culmgrauwacke transgrediert über älteren Schichten einschließlich des Culmtonschiefers.
2. Die Culmgrauwacke liegt ortsfremd auf älterem Gestein.

Was nun eine Transgression der Culmgrauwacke anbetrifft, so scheint nach dem Oberharz zu in der Gegend von Herzberg die als Tanner Grauwacke bezeichnete Stufe, die hier mit der Culmgrauwacke meist identisch sein dürfte, an einigen Stellen tatsächlich auf Devon normaler Weise zu transgredieren, obwohl auch hier an den meisten Stellen der Culmkieselschiefer (= ζ) an der Basis der Grauwacke vorhanden ist und sein Fehlen an den meisten Stellen auf tektonische Gründe zurückzuführen ist. Der Culmtonschiefer fehlt in diesem Gebiet, wenigstens zeigt die alte geologische Karte ihn nicht an.

Anders liegen die Verhältnisse im Gebiet der Südharzmulde. Hier ist Culmkieselschiefer, Culmtonschiefer und Culmgrauwacke in normaler Reihenfolge und ohne Hiatus abgelagert worden. Ich komme deshalb in bezug auf die Lagerungsverhältnisse der Elbingeröder Grauwacke in der Südharzculmmulde zu dem Resultat, daß die Grauwacke dort, wo sie nicht auf Culmtonschiefer liegt, ortsfremd auf das Liegende aufgeschoben ist.

Hierfür sprechen folgende Gründe:

1. Das normale Culmprofil liegt oft in unmittelbarer Nähe von Stellen, wo Oberdevon oder Kieselschiefer das Liegende der Grauwacke bildet, ohne daß in dem vollständigen Profile irgend eine Lücke in der Sedimentation sich bemerkbar machte.
2. Die Grauwacke liegt nicht immer mit derselben Stufe auf dem Kieselschiefer oder dem Devon. Oft liegt auch irgend eine Stufe des Culmtonschiefers auf präculmischen Stufen.
3. Die verschiedenen Stufen der Grauwacke stoßen an der Gleitfläche diskordant auf das darunter lagernde Devon (vergl. Ausführungen auf S. 243 und Textfig. 10).
4. An der Basis der Grauwacken läßt sich über der Gleitfläche eine mylonitisierte Zone, die auf horizontale Verschiebungen hindeutet, beobachten (Fig. 11).

Alle diese Gründe schließen eine Transgression und ein normales Auflager der Grauwacke dort, wo sie auf älteren Schichten als dem Culmtonschiefer lagert, aus.

Im Culmgebiet der Südharzmulde lassen sich zwei Zonen feststellen, wo solche Übergleitungen zu beobachten sind.

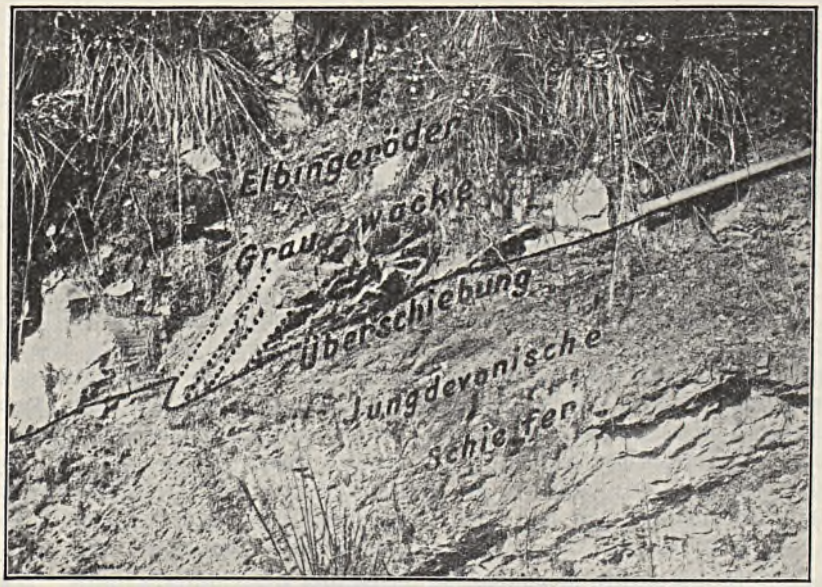


Fig. 10. Übergleitung der Culmgrauwacke am Hähershorst

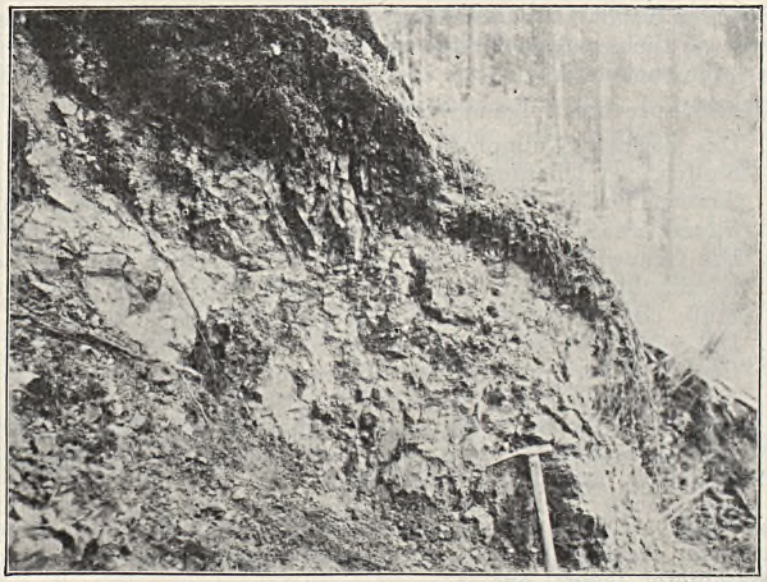


Fig. 11. Mylonitisierte Culmgrauwacke in der Nähe der Übergleitungsfläche (Tiefenbachtal)

Es sind dies:

1. der nördliche Grauwackenrand zwischen Stiege und Rothesütte,
2. das Culmgrauwackengebiet zwischen Zorge und Hohegeiß (vergl. Textfig. 7).

Teilweise handelt es sich um Beobachtungen, die bereits von LOSSEN[1]) gemacht wurden, die jedoch in ihrem ganzen Ausmaße und ihrer Bedeutung ihm verborgen bleiben mußten. Handelte es sich doch nach seiner Auffassung nur um eine disharmonische Faltung der Elbingeröder Grauwacke über den Zorger Schiefern, die er ja als deren normales Liegendes auffaßte. Eine andere Bedeutung mußte man diesem Auflager beimessen, nachdem sich herausstellte, daß das Liegende der Grauwacke nicht vom Culmtonschiefer, sondern vom Devon gebildet wurde, daß ferner an den in Frage kommenden Stellen eine Transgression der Grauwacke nicht vorliegt.

Wo ist nun aber das normale Liegende der Grauwacke, nämlich der Kieselschiefer und der Culmtonschiefer, geblieben? Diese Frage möchte ich jetzt beantworten.

An zwei Stellen, nämlich bei Zorge und an der Tiefenbachmühle, entfernt sich der Kieselschiefer weit von der Elbingeröder Grauwacke, indem sich eine mächtige Schicht Tonschiefer dazwischen schiebt. Diese Stellen sollten nach LOSSEN das normale Profil vom Hauptkieselschiefer über den Zorger Schiefer bis zur Elbingeröder Grauwacke darstellen. Aber gerade das Gegenteil ist der Fall; diese Gebiete sind die Stellen des größten Maßes der Abscherung. Der dazwischen liegende Schiefer ist kein Culmtonschiefer, sondern Devon, dem die Grauwacke ortsfremd auflagert.

Die Entstehung dieses anormalen Auflagers denke ich mir an den beiden in Frage kommenden Stellen bei Zorge und der Tiefenbachmühle wie folgt. Die starre Masse der Elbingeröder Grauwacke wird über die relativ weiche, z. T. ruhende Unterlage fortbewegt, so daß diese an der Stirn der Überschiebung beständig aufquillt; zuerst wer-

[1]) LOSSEN schreibt in den Erläuterungen zu Blatt Zorge: Der Lagerung nach steht das Schichtensystem (Elbingeröder Grauwacke) zu den verschiedenen älteren Gliedern des hercynischen Schiefergebirges in sehr unregelmäßigem Verhältnis, wovon die Ursache darin zu suchen ist, daß massige Ablagerungen wie die Elbingeröder Grauwacke bei der Aufrichtung des Gebirges den mehr beweglichen und in sich verschiebbaren, wesentlich aus Schiefern bestehenden Schichtensystemen nicht zu folgen imstande waren; die Schiefer konnten zusammengepreßt, gefaltet und verdrückt werden, während die unbeweglichen massigen Schichtensysteme sich über sie fortschoben. So legt sich die Elbingeröder Grauwacke in der westlichen Hälfte des Blattes Zorge zunächst dem Hauptkieselschiefer auf und erfüllt den Busen, der durch die Umbiegung der Kieselschiefer bei Stöberhai gegen Wieda hin entstanden ist; dann überlagert sie die östlich unter ihr hervortretenden Zorger Schiefer und verschwindet am Gebirgsrande am Mooseberg bis zum großen Stauffenberg. Regelmäßiger gelagert bedeckt die Grauwacke des Hohen Harzes, des großen Kellerkopfes und Breitenberges die an ihrem Fuße im Kunzental überall hervortretenden Zorger Schiefer; dagegen zieht sich die Grauwackendecke des Hohegeißberges und des Lampertsberges unregelmäßig sowohl in das Bärental wie am Gehänge des Lampertsberges in das Kunzental abwärts. Ähnliche Unregelmäßigkeiten finden sich in der weiteren östlichen Verbreitung der Elbingeröder Grauwacke auf den Blättern Benneckenstein und Hasselfelde.

den die Culmton- und -kieselschiefer mitgeschleppt und ausgewalzt. Die Schubmasse staute sich bei ihrem Hinweggleiten an festeren Horizonten im Liegenden der gleitenden Schicht und blieb deshalb z. T. hier hängen, während die Grauwacke noch über diese Zone hinauseilte, bis auch ihre Schubkraft nachließ. Auf dem größten Teil der überglittenen Fläche liegt sie jetzt auf älteren Schichten unter Ausfall des Kiesel- und Tonschiefers. Nur ab und zu sind an ihrer Basis noch Reste dieser Gesteine vorhanden geblieben und zwar in Gestalt von abgequetschten Linsen oder Fetzen, die entweder an Ort und Stelle liegen blieben oder durch Mitschleifen gänzlich zerrüttet, gefaltet und platt gedrückt sind (Basale Schleppschollen).

Sehen wir uns einmal die in Frage kommenden Stellen nun auf diese Erscheinungen hin an, so findet man die oben entwickelte Annahme bestätigt. Bei Zorge ist die Grauwacke von Südsüdosten nach Nordnordwesten vorwärts bewegt worden. Ausgewalzt sind die Kiesel- und Tonschiefer des Culm. Sie sind vor der Grauwacke hergeschoben worden und in größerer Mächtigkeit an der Stirn der gleitenden Masse zusammengeschoben. Diese Stelle wird jetzt dargestellt durch den weithin im Unterharz auffallenden Kieselschieferzug, der durch den Kesselberg, Vorderen und Hinteren Ebersberg, Mittelkopf, Spitzenberg und Wagnerskopf gebildet wird. Durch die mächtigen Ergüsse von Diabas, die gerade an jenen Stellen in den tieferen Teilen der Stieger Schichten auftreten, wurden die gleitenden Massen, vor allem der Kiesel- und Tonschiefer, aufgehalten. Der ehemals über dem Kieselschiefer lagernde Culmtonschiefer ist inzwischen meist denudiert und nur noch in Resten vorhanden. An der Basis der Grauwackendecke, teils auch noch unter den unter ähnlichen Bedingungen fortgeschobenen devonischen Diabasen, finden sich als basale Schleppschollen an vielen Stellen noch etwas Kiesel- und Tonschiefer, die dann völlig zerrüttet und geknetet erscheinen. (Kieselschiefer am Hohen Harz, im Tränke-Tal, an der Fuchsburg und am Hohen Staufen.)

Die gleichen Erscheinungen findet man entlang der Übergleitungszone zwischen Stiege-Tiefenbach und Stierberg. Auch hier ist der Kieselschiefer und Tonschiefer ausgequetscht und vor den Diabas führenden Schichten der Bauernköpfe und des Dammbachtales zusammengeschoben worden. Die Grauwacke liegt in der Gegend der Tiefenbachmühle ortsfremd auf Devon (vergl. Fig. 3). Südlich der Lichtenhöhe und des Karlshauses ist auch der Culmtonschiefer auf dem Kieselschiefer noch erhalten.

Überblickt man nun an Hand der neuen Aufnahmen die Südharzer Culmmulde (siehe Fig. 7), so ergibt sich folgendes Bild. Die Laubhüttentaler Achse trennt die Fläche der Elbingeröder Grauwacke in zwei größere Einheiten. Die eine, fast völlig im Entwässerungsgebiet der Behre gelegen, die andere zwischen Jägerfleck, Zorge und Hohegeiß.

Im östlichen Grauwackengebiet lassen sich drei größere Überschiebungs- und Übergleitungshorizonte feststellen. Der bedeutendste Horizont beginnt südöstlich Stiege und biegt dicht vor dem Dorfe in südwestliche Richtung um, verläuft über den Kleinen und Großen Königs-

berg und über die Wildlettern zur Tiefenbachmühle. Hier im Tiefenbach- und Söddeltal und in dem Tale zwischen Kupferberg (P. 517,5) und Hähershorst ist das anormale Auflager der Grauwacke besonders gut durch die tiefeinschneidende Talerosion der Nebentäler des Behretales zu beobachten. An der Basis dicht über dem oberdevonischen Tonschiefer ist die sonst dickbankige, gesunde Grauwacke ockergelb gefärbt und vielfach mylonitisiert. Teile des liegenden Tonschiefers sind mit hineingeknetet (Steinbruch am Berghang im Tiefenbachtale südlich P. 517,5, Fig. 11). Umgekehrt erscheinen auch öfter Teile der Grauwacke ringsum vom Tonschiefer eingeschlossen. Der Einfallwinkel der Gleitfläche ist meist ein ganz flacher so z. B. am Osthang des Häherhorstes, wo er nur einige Grad beträgt (s. Textfig. 10). Östlich des Häherhorstes klingt die Störung allmählich aus. Es läßt sich hier, vor allem zwischen Stierberg und der Sophienhöfer Wasserleitung, das normale Culmprofil beobachten. Erst bei P. 568 südlich des Stierberges schiebt sich die Grauwacke unter Auswalzung des Culmtonschiefers wieder auf den Kieselschiefer und bei den verlassenen Eisensteingruben westlich des Stierberges sogar auf Devon. Diese zweite Überleitungszone läßt sich weiter bis in die Gegend von Rothesütte verfolgen. Auch im Schuppentale bei der sogenannten Scheidung tritt Oberdevon mit Diabasen unmittelbar unter Grauwacke auf, ohne daß sich allerdings mit Sicherheit sagen läßt, ob dieser Aufschluß in irgend einem Zusammenhange mit der eben beschriebenen Abscherungszone zeigt.

War bei diesen Störungszonen das Jüngere über das Ältere hinweggeglitten, so stellen zwei andere Störungszonen im Culm reguläre Überschiebungen dar. Die eine von ihnen liegt südlich Stiege und läuft parallel zu der nördlich von ihr streichenden Störungszone Stiege-Tiefenbach-Stierberg. Sie deutet sich dadurch an, daß hier Kieselschiefer und Culmtonschiefer auf Grauwacke überschoben sind. Dasselbe ist der Fall nördlich der Dammbachswiesen zwischen Benneckenstein und Rothesütte. Auch hier ist der ca. 3 km lange Kieselschieferrücken auf die nördlich von ihm liegende Culmgrauwacke und -Tonschiefer überschoben.

Wir kommen nun zu dem Zorger Gebiet, wo die Übergleitungen, Abscherungen und Überschiebungen am besten aufgeschlossen und zu sehen sind. Die tief eingeschnittenen Täler gewähren einen guten Einblick in den Untergrund der Grauwacke, der hier fast ausschließlich vom Devon gebildet wird. Die Spezialkartierung dieser Gegend Gegend ergab, daß es sich nicht um eine einzige Abscherungsdecke handelt, sondern um mindestens drei voneinander unabhängige Schuppen. Die größte und bedeutendste ist die dritte Abscherungsdecke. Ihre Ausdehnung nach Süden ist unbekannt, da sie hier vom Rotliegenden überlagert wird. Die schiebende Kraft wirkte von Südosten nach Nordwesten. Die Decke wird dargestellt durch den östlichen Lampertsberg, den Henneckenkopf, Kellerkopf, Breitenkopf, Hohe Harz, Fuchsburg und Staufen. Das Kunzental, das Tränketal, das Rabenstal und das Elsbachtal haben die Grauwackendecke durchschnitten und ihr Liegendes, das Devon, bloßgelegt.


Die Abscheerungsdecken bei Zorge.
1. Abscheerungsdecke
2. " " "
3. " " "
Zorge
Hohegeiß
Mittel-B.
Lamperts-B.
Kellerkopf
Breiten-B.
Hoheharz
Fuchsburg
Tote Mann
Wolfs-B.
Lamperts-B.
Hoheharz
Staufen-B.
Henneckenkopf
Tote Mann

Fig. 12.

(Zu Fig. 12)

Po = Porphyrit } Rotliegendes
ru = U. Rotliegendes }
cug = Culmgrauwacke }
cut = Culmtonschiefer } Culm
cuk = Culmkieselschiefer }
tost = Stieger Schichten (Oberdevon)
D = Diabas

Unmittelbar unter dieser obersten Grauwackendecke liegen verschiedentlich devonische Diabase. Auch sie befinden sich nicht in primärer Lagerung sondern stellen aus dem Devon herausgequetschte Decken dar, die sich ebenfalls ortsfremd auf bald culmische bald devonische Sedimente legen. (Henneckenkopf, Nordhang des östlichen und westlichen Lampertsberges). Am Hohen Staufen und am Fuchsberg läßt sich ferner beobachten, das die unter dem Diabas liegenden Tonschiefer senkrecht gegen den letzteren stoßen, dieser also keine normal eingelagerte Decke darstellen kann. Am besten tritt die Deckennatur des Diabases am östlichen und westlichen Lampertsberg in Erscheinung. Das Unter- und Überlager durch Culmgrauwacke läßt sich hier an vielen Stellen einwandfrei beobachten, namentlich in den Nebentälern nördlich und südlich P. 538,8 (s. Profil CD Fig. 12)[1]), sowie im Steinbruch südlich der Hütte im Behretal. Als Rest der südlichen (3. Decke) Abscherungsdecke ist die im Auflager auf dem Diabas des westlichen Lampertsberges auf dem Kamm beiderseits der Straße nach Zorge befindliche Grauwacke anzusehen. Die tiefer im Kunzentale liegenden und bis zur Talsohle hinabreichenden Culmtonschiefer mit Einlagerungen von Grauwacken sind bei der Übergleitung der südlichen Decke in den devonischen Tonschiefer hineingeknetet. Die eigentliche Abscherungsdecke glitt über sie hinweg.

Als die tiefste Abscherungsdecke (Nr. 1) ist die Grauwacke des Hohegeißberges und Mittelberges sowie die bei P. 538,8 unter dem Diabas liegenden Grauwacken anzusehen.

Es ergeben sich mithin für das Zorger Abscherungsgebiet drei Decken, nämlich:

1. eine untere Grauwackendecke,
2. eine mittlere Diabasdecke und
3. eine obere Grauwackendecke.

Diese tektonischen Einheiten liegen in Form von diskordanten Gleitbrettern übereinander. Ausgewalzt sind die Culmton- und Kieselschiefer; bei der mittleren Diabasdecke die den Diabas einst umlagernden Stieger Schichten.

[1]) Im Profil C—D liegt über dem Schiefer der Stieger Schichten zuerst Culmgrauwacke, dann devonischer Diabas und darauf wieder Grauwacke. Ich erkläre diese Reihenfolge durch einen Liegenden Sattel, in dessen Kern devonischer Diabas sitzt. Die ihn ehemals begleitenden Tonschiefer sind bis auf geringe Reste bei der Faltung ausgewalzt.

Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse

I. Stratigraphische Ergebnisse

1. Das Silur ist durch die Stufen des Ludlow, Wenlock, Tarannon und Llandovery im südlichen Mittelharz vertreten.

2. Das Unterdevon ist in teils rheinischer, teils hercynischer (böhmischer) Entwicklung vorhanden.

a) Die Kalkgrauwacke des Unterharzes, speziell die von Benneckenstein ist als ein zeitliches Äquivalent der Rothäuser Grauwacke von Lauterberg und der Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes anzusehen. Ihrer Fauna nach gehört sie dem tiefsten Unterkoblenz und höchstem Hunsrückschiefer an (Bornicher Horizont).

b) Über der Kalkgrauwacke folgen kieselige Knollenkalke mit einer Fauna, die Ähnlichkeit mit der Tentakulitenknollenkalke des Kellerwaldes zeigt. Ferner dürften diese Knollenkalke das Äquivalent der Hyolithenschiefer Bode's sein.

c) Die über den Knollenkalken folgende Princepsstufe läßt sich im Gebiet des südlichen Mittelharzes mehrfach nachweisen. Ebenfalls die Äquivalente des Schönauer Kalkes mit *Aphyllites Zorgensis* Roem.

d) Der Plattenschiefer in der Gegend von Benneckenstein gehört dem Unterdevon und zwar wahrscheinlich den Unterkoblenzschichten an.

e) Der Kalkgeröllgrauwackenzug des Ruxbruches ist identisch mit Bode's Kalkgeröllgrauwacke von Lauterberg. Beide Stufen sind zeitliche Äquivalente der Michelbacher Schichten des Kellerwaldes.

f) Die π-Gesteine Lossen's entsprechen im Südharz, soweit sie nicht dem Silur angehören, den Michelbacher Schichten, dem Oberkoblenz, und dem Unteren Mitteldevon. Sie stellen die quarzitische Facies der gleichaltrigen Grauwackenausbildung (Ruxbruchgrauwacken und Konglomerate!) im Gebiet von Zorge und Benneckenstein dar.

3. Das Mitteldevon nimmt im Gebiet von Trautenstein, Hasselfelde größere Flächen ein und ist mehrfach paläontologisch nachgewiesen. (Südhang des Butterkopfes, Sophiendorfer Stieg, Hasselfelder Kalkbruch).

4. Dem Oberdevon gehören die Cypridinenschiefer beim Hasselfelder Kalksteinbruch an. Ferner dürfte der den Kieselschiefer der Südharzmulde begleitende Tonschieferzug mit dichten Diabasen und Tuffen sowie der größte Teil der Zorger Schiefer dem Oberdevon angehören und mit dem Deckdiabas der Lahn- und Dillmulde identisch sein.

5. Culm ist im Gebiet des südlichen Mittelharzes in der Entwicklung:

Culmgrauwacke,
Culmtonschiefer und
Culmkieselschiefer

ohne Hiatus abgelagert.

II. Tektonische Ergebnisse

1. Die caledonische Faltung ist im Harz vorhanden. Sie läßt sich in der diskordanten Überlagerung der verschiedenen Obersilurstufen durch Kalkgrauwacke erkennen.

2. Innerhalb der Unterkoblenz-Schichten läßt sich eine weitere Diskordanz feststellen. Sie entspricht der Diskordanz zwischen den Michelbacher Schichten und der Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes.

3. Die Lagerung des Cypridinenschiefers zu seinem Liegenden läßt sich mit Sicherheit nicht feststellen. Es kann möglich sein, daß er transgrediert.

4. Die als Oberdevon angesprochenen Stieger Schichten liegen wahrscheinlich wie der Deckdiabas im Lahn- und Dillgebiet älteren Schichten ungleichmäßig auf; auch im Harz greifen sie bis auf das Silur über. Die hierdurch zum Ausdruck kommende Gebirgsbildung dürfte ein Vorläufer der bretonischen Faltung sein.

5. Die Gebirgsbildung vor Ablagerung des Culmkieselschiefers ist im Unterharz sehr wichtig, da bereits ein Teil der Sättel und Mulden zu dieser Zeit angelegt wurde (Benneckensteiner Sattel). Culmkieselschiefer liegt diskordant auf sämtlichen älteren Stufen inkl. des Silurs (Wenlock).

6. Die wichtigste Faltung im Harz bleibt die sudetische. Während dieser Faltung wurde das Gebiet des Unterharzes in zahlreiche Mulden und Sättel gelegt. Die wichtigsten tektonischen Linien sind der bereits bretonisch angelegte Benneckensteiner Silursattel mit seiner Verlängerung nach Ost und West, sowie der Laubhüttentaler Sattel. Im Anschluß an die sudetische Faltung kam es im Culmgebiet der Südharzmulde zu einer intensiven disharmonischen Faltung, die zu weitgehenden flachen Abscherungsdiskordanzen und teilweise auch zu flachen, oft horizontalen Überschiebungen führte. Das Bild dieser Tektonik erinnert bereits an alpinotype Faltungsvorgänge. Diese Erscheinungen treten am besten im Gebiet zwischen Zorge und Hohegeiß hervor.

7. Das Rotliegende ist meist durch Verwerfungen vom Altpalaeozoicum des Harzes abgesetzt.

Literaturverzeichnis

1. Ahlburg, Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen rheinischen Schiefergebirge. Dies. Jahrb. f. 1919, Bd. XL, Teil I.
2. Assmann, Die Fauna der Erbslochgrauwacke bei Densberg i. Kellerwald. Dies. Jahrb. f. 1910.
3. Bailey, E. B., Recumbement folds in the schists of the Scottish Highlands. Quat. Journ. 1910, V. 66.
4. Beushausen, Denckmann, Koch, Neue Beobachtungen aus dem Unterharze. Dies. Jahrb. f. 1895.
5. Bode, Über das Hercyn und das rheinische Unterdevon des Harzes usw. Dies. Jahrb. f. 1921.
6. Dahlgrün, Über Graptolithen führende Schichten im Unterharz. Dies. Jahrb. f. 1922, Bd. XLIII.

7. Dahlgrün, Uber Graptolithen führende Schichten im Unterharz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 74. 1922.
8. —, Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiet. Dies. Jahrb. f. 1924.
9. Denckmann, Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1901, N. F., Heft 34.
10. —, Über Lossen's Kalkgrauwackenzone usw. Dies. Jahrb. f. 1915, Teil I.
11. Denckmann und Siegert†, Begehungen zur Aufklärung der Stratigraphie des Unterharzes. Dies. Jahrb. f. 1918, Teil I.
12. Dienst, Die Fauna der Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten) des oberen Bernbachtales bei Densberg i. Kellerwald. Dies. Jahrb. f. 1913.
13. Drevermann, Bemerkungen zu den neuen Arbeiten über das Hercyn. Geologische Rundschau, Bd. VI. 1915.
14. Fliegel, Die geologische Neuaufnahme des Harzes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1922.
15. Frech, Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des Hercyns. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Vol. 41.
16. —, Über den Kalk von Hasselfelde. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Vol. 41.
17. Fuchs, Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. Teil I. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 79.
18. Gothan, Zeitschrift für Botanik, Jahrg. 11. 1918.
19. Herrmann, Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L. Dies. Jahrb. f. 1912.
20. Koch, Gliederung und Bau der Culm- und Devonablagerungen des Hartenberg-Büchenberger Sattels usw. Dies. Jahrb. f. 1895.
21. —, Nachweis von Culm und Clymenienkalk im Unterharz. Ebenda.
22. —, Überblick über die neueren Ergebnisse der geologischen Forschung im Unterharz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Vol. 49. 1897.
23. —, Über die Umdeutung der geologischen Verhältnisse im Unterharz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Vol. 50. 1898.
24. Lepsius, Geologie von Deutschland, Teil II. Leipzig 1910.
25. Nathorst, Kongl. Sv. Vet. Akad. Handlingar, N. F., Bd. 36, Nr. 3.
26. Schiller, Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. Berichte d. Freib. Naturf. Ges. 1904.
27. Schriel, Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 93.
28. Spitz, Gedanken über tektonische Lücken. Verh. d. k. u. k. geol. Reichsanst. 1911.
29. Lieferung 1 der Geol. Spezialkarte von Preußen. Blatt Zorge, Benneckenstein, Hasselfelde, mit Erläuterungen.

Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiete des Harzes

Von Herrn **Fritz Dahlgrün** in Berlin

Mit 5 Textfiguren [1])

Inhalt

	Seite
Einleitung	249
Stratigraphische Fragen	251
I. Das Silur	251
1. Allgemeine Fragen	251
2. Der »Hauptquarzit« im Süden der Sattelachse	253
II. Das Unterdevon	257
1. Der Horizont der Kalkgrauwacke	257
2. Der Horizont der älteren Hercynkalke	260
III. Das Alter des Plattenschiefers im Selketal	265
IV. Die Stieger Schichten	266
Tektonische Fragen. Transgressionen und Faltungsphasen	269
I. Die caledonische Gebirgsbildung	269
1. Die Transgression der Kalkgrauwacke (Unterkoblenzschichten)	269
2. Die Transgression der Oberkoblenzschichten	274
II. Die varistische Gebirgsbildung	275
1. Die bretonische Faltung	275
a) Die Transgression der Stieger Schichten	276
b) Die Transgression des Culmkieselschiefers	277
2. Die varistische Hauptfaltung	277
a) Der Bau des Ostrandes der Südharzmulde	277
b) Die Lagerungsverhältnisse im Silurgebiet bei Harzgerode	279
Zusammenfassung der Ergebnisse	279
Literaturverzeichnis	280

Einleitung

In den Jahren 1870—1884 erschienen von der geologischen Spezialkarte die Blätter des Unterharzes von Lauterberg bis Mansfeld, die von Lossen, Beyrich und Kayser aufgenommen wurden. Auf ihnen kommt die Lossen'sche Auffassung von der Stratigraphie der Unterharzschichten zum Ausdruck, die sich fast nur auf petrographische

[1]) Die Textfiguren wurden dem bei Gebrüder Borntraeger erschienenen geologischen Führer durch den Harz von Dahlgrün, Erdmannsdörffer, Schriel entnommen.

Merkmale stützt. Lossen übertrug später diese Anschauungen auch auf die in der Spezialkarte nicht erschienenen Blätter vom Nordrande von Wernigerode bis Ballenstedt und brachte diese Gebiete 1881 auf seiner »Geognostischen Übersichtskarte des Harzgebirges« so zur Darstellung. Nach Lossen's Auffassung zieht von Lauterberg nach Gernrode die »Tanner Achse«, bestehend aus Tanner Grauwacke und Plattenschiefer, durch den Harz hindurch. Diese sollen die ältesten Schichtenglieder sein und demgemäß Sattelstellung einnehmen. In den darüber folgenden Wieder Schiefern werden eine untere und obere Abteilung unterschieden, die durch den »Hauptquarzit« voneinander getrennt sind. Darauf folgen Hauptkieselschiefer, Zorger Schiefer und Elbingeröder Grauwacke als jüngste Abteilung. Die ganze Schichtenfolge soll den Etagen F, G, H Barrande's entsprechen und also in der Hauptsache devonisch sein. Man erkannte jedoch bald, daß die Graptolithen führenden Schichten der oberen Wieder Schiefer unbedingt zum Silur zu stellen sind, und daß die unteren Wieder Schiefer Unterdevon, Mitteldevon und Oberdevon enthalten. Besonders Denckmann hat sich um die Klärung dieser Fragen sehr verdient gemacht. 1895 fand er gemeinsam mit Beushausen und Koch (2) in den Kalkklippen des Selketals Profile, die vom Unterdevon bis ins Oberdevon hinaufreichen. Nach diesen viel versprechenden Anfängen ruhte die weitere geologische Erforschung des Unterharzes fast völlig, während im Mittelharz durch die Arbeiten Koch's (16) im Bereiche der Elbingeröder Kalkmulde eine Klärung der Verhältnisse für dieses Gebiet erzielt wurde. Es hat sich bei diesen hauptsächlich von Erdmannsdörffer fortgeführten Arbeiten ergeben, daß der nördliche Mittelharz und weiter die Randgebiete des Gebirges bis Ballenstedt in der Hauptsache aus devonischen und culmischen Gesteinen aufgebaut sind, während silurische zurücktreten und nur bei Wernigerode größeren Raum einnehmen. So ist die Umstellung von den Anschauungen der Lossen'schen petrographischen Stratigraphie zu einer auf der Fossilführung begründeten für die Blätter des nördlichen Mittelharzes und Nordrandes heute durchgeführt, wovon die im Erscheinen begriffenen Blätter der Spezialkarte ein Zeugnis ablegen.

Nicht so schnell ging die Umdeutung der stratigraphischen Verhältnisse in den südlich anschließenden Gebieten des Unterharzes vor sich. Hier liegen die Verhältnisse verwickelter als weiter im Norden, indem zu den devonischen und culmischen Sedimenten silurische in weiter Verbreitung hinzukommen, und zudem das Bild der Tektonik infolge von Diskordanzen und Überschiebungen schwerer zu entziffern ist. So mußte die Umdeutung scheitern, die Lepsius (17) ohne eingehende örtliche Untersuchungen vornahm. Erst Denckmann (8) führte 1915 im Unterharz bei Harzgerode Studien an Ort und Stelle aus, die er im Sommer 1916 auf Begehungen gemeinsam mit Siegert (9) fortführte. Graptolithenfunde in klastischen Sedimenten der unteren Wieder Schiefer und der Nachweis einer Kalkgrauwacke, die faciell der Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes entspricht, sind die wichtigsten Ergebnisse dieser Untersuchungen. 1917 und 1918 führte Bode (4) Schürfungen im Be-

reiche des Blattes Lauterberg aus und wies ganze Devonprofile in der Tanner Grauwacke nach. Inzwischen hat die geologische Neuaufnahme des Unterharzes weitere Fortschritte gebracht, über die Fliegel (11) erstmalig zusammenfassend berichtete. Schriel (18) fand 1922 eine Unterkoblenzfauna im Plattenschiefer bei Benneckenstein, und ich selbst (5) konnte in demselben Sommer bei Hasselfelde und Stiege älteres Obersilur durch Graptolithenfunde nachweisen. Heute liegen die Blätter Benneckenstein und Hasselfelde in der Neuaufnahme fertig vor und werden demnächst gestochen werden, so daß mit ihrem Erscheinen in absehbarer Zeit zu rechnen ist. Herr Schriel hat dabei Blatt Benneckenstein bearbeitet und setzt jetzt diese Arbeiten nach Westen auf den Blättern Zorge und Lauterberg fort, während ich Blatt Hasselfelde aufgenommen habe und nach Osten auf den Blättern Harzgerode und Pansfelde weiter arbeite. In den folgenden Zeilen will ich über den gegenwärtigen Stand der geologischen Untersuchung meines speziellen Arbeitsgebietes berichten, das kurz als das Flußgebiet der Selke bezeichnet werden kann.

Stratigraphische Fragen

I. Das Silur

1. Allgemeine Fragen

Die von mir aufgestellte Gliederung des Silurs im Unterharz (5) hat sich durch die weitere Kartenaufnahme bestätigt. In weitem Umfange gehören Teile der unteren Wieder Schiefer mit Einlagerungen klastischer Sedimente älteren Stufen des Oberlilurs an. Die ruscheligen Schiefer mit Quarzitlinsen vom Hüttenberg bei Stiege mit einer Graptolithenfauna des Llandovery fanden sich im oberen Selketale oberhalb Güntersberge wieder und ebenso am Scheerenstieg unterhalb Mägdesprung. Daneben wurde ein noch älterer Horizont ausgeschieden, der in der Hauptsache aus glimmerreichem dickschiefrigen Tonschiefer und feinkörnigem Grauwackenschiefer besteht. Diese Schichtenfolge tritt einmal in Verknüpfung mit dem Quarzitlinsenhorizont im Selketal bei Güntersberge auf und sodann in verhältnismäßig großer Verbreitung in dem Gebiete des »Hauptquarzits« südlich von Harzgerode. An mehreren Stellen wurden in diesem Horizonte neben Monograpten des Llandovery Rastriten und Climatograpten gefunden, die bislang im Harz nicht bekannt waren. Zwischen Harzgerode und Neudorf wurde schließlich das mittlere Obersilur mit *Retiolites Geinitzianus* in ähnlicher Ausbildung wie in dem Bahneinschnitt vom Niederen Mühlenberge bei Stiege festgestellt. Insgesamt gliedert sich das Obersilur jetzt in folgender Weise[1]):

[1]) Über die näheren Einzelheiten der Gliederung des Harzsilurs werde ich demnächst an anderer Stelle in breiterem Rahmen in einer Arbeit über »Die faciellen Verhältnisse des deutschen Obersilurs« ausführlich berichten.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Obersilur	oberes	»Obere Grauwackenzone« Tonschiefer mit Grauwackenlinsen	mit Graptolithen des Ludlow
		»Schieferzone« Tonschiefer mit intrusiven Diabasen	mit Graptolithen des Ludlow
	mittleres	»Obere Quarzitzone« Quarzite, Ton- und Alaunschiefer	mit Graptolithen des Wenlock und Tarannon
	unteres	»Untere Quarzitzone« Ruschelige Schiefer mit Quarzitlinsen	mit Graptolithen des Llandovery
		»Untere Grauwackenzone« Tonschiefer und Grauwackenschiefer	mit Graptolithen des Llandovery

Es sei noch hervorgehoben, daß irgend eine Identifizierung dieser auf rein paläontologischer Grundlage ausgeschiedenen Horizonte mit den Abteilungen Lossen's nicht möglich ist. So ist der Versuch Denckmann's, die Lossen'sche Gliederung unter Eliminierung der fremden Bestandteile in den einzelnen Abteilungen einfach umzudeuten, örtlich wohl möglich, für größere Gebiete indessen nicht anwendbar. Vor allem muß darauf hingewiesen werden, daß eine Übertragung der Gliederung der silurischen Kellerwaldschichten auf den Harz schon deshalb wenig Erfolg versprechend ist, weil mit Faciesunterschieden innerhalb der silurischen Schichten in großem Umfange zu rechnen ist. Immerhin steht das Kellerwaldsilur dem Harzer faciell näher als dem Thüringer. Es bleibt das Verdienst Denckmann's, als erster darauf aufmerksam gemacht zu haben, indem er erkannte, daß auch im Harz älteres Obersilur in klastischen Sedimenten vorhanden sein müßte, die im Kellerwalde Graptolithen des Llandovery führen. Diese Auffassung Denckmann's konnte ich durch das Auffinden entsprechender Graptolithenfaunen im Harz bestätigen. Nicht zu folgen vermag ich hingegen in der Annahme zweier Silurprofile für Kellerwald und Harz. Denckmann unterscheidet (8, S. 265) ein in sich geschlossenes, durch das Vorherrschen klastischer Sedimente gekennzeichnetes Profil, dessen Graptolithenfauna vom Llandovery bis zum Unterludlow führt, von demjenigen der Unteren Steinhorner Schichten im Kellerwalde, das ausschließlich aus schiefrig kalkigen Sedimenten zusammengesetzt ist und Graptolithen vom Tarannon bis zum Unterludlow enthält. Im Unterharz werden als Äquivalente dieser reinen Kalk- und Graptolithenschieferentwicklung des Kellerwaldes 1. Lossen's obere Abteilung der Wieder Schiefer mit Graptolithen und 2. die Kalkvorkommen des Hagenbachtales bei Hasselfelde angesehen. Die klastischen Profile des Kellerwaldes und Harzes werden folgendermaßen parallelisiert:

Gilsatal im Kellerwalde	Selketal im Harz
Grauwacke des Schloßberges und Königsberges, bis jetzt ohne Graptolithen	Grauwacken im unteren Wieder Schiefer i. e. S., mit Graptolithen des Unterludlow
Gesteine wie Lossen's $\pi 1$ (»Grenzquarzit«), bis jetzt ohne Graptolithen	Lossen's $\pi 1$ (»Grenzquarzit«) bis jetzt ohne Graptolithen
Leitgesteine der Urfer Schichten mit Graptolithen des Llandovery	Den Leitgesteinen der Urfer Schichten vergleichbare Sedimente, bis jetzt ohne Graptolithen
Plattenschiefer	Plattenschiefer

Um das Nebeneinander dieser beiden Faciesarten zu erklären, greift Denckmann zu der Vorstellung, daß die klastischen Silurgesteine aus SO stammen und als wurzellose Überschiebungsmassen über das Faciesgebiet der schiefrig-kalkigen Gesteine hinweg bewegt wurden. Auch im Harz sei die große Silurüberschiebung nachgewiesen. Wie ich noch zeigen werde, kommen weite Überschiebungen im Harzsilur vor. Für die Annahme zweier faciell verschiedener Silurprofile, die die Annahme wurzelloser Schubmassen erfordert, habe ich aber nirgends Anhaltspunkte gefunden. Auf Grund der Faunenverteilung konnte ich vielmehr feststellen, daß die klastischen Sedimente mit den rein schiefrigen mehrfach wechsellagern, daß bald die einen, bald die anderen die Oberhand gewinnen. So ergibt sich ein geschlossenes Profil, wie ich es in der Tabelle auf S. 252 kurz zusammengefaßt habe.

Im Anschluß an diese allgemeinen Erörterungen über das Silur möchte ich auf die Frage des »Hauptquarzits« im Süden der Sattelachse etwas näher eingehen.

2. Der »Hauptquarzit« im Süden der Tanner Achse

Im Gegensatz zu dem fossilreichen Hauptquarzit in der Umrahmung der Elbingeröder Kalkmulde führen die ihm gleich gestellten quarzitischen Ablagerungen im Süden von Lossen's Tanner Achse keine Fauna. Lossen erklärt diese auffällige Erscheinung damit, daß der Hauptquarzit im Süden jeglichen Kalkgehaltes entbehrt. Denckmann folgt dieser Anschauung wenigstens insofern, als auch er in den Quarzitzügen des östlichen Unterharzes zum Teil Äquivalente des zu der Oberkoblenzstufe gehörenden Hauptquarzits der Blankenburger Gegend sieht. Er macht dabei die Einschränkung, daß sehr verschiedenartige Sedimentfolgen im Hauptquarzit auftreten, deren stratigraphische Zusammengehörigkeit ihm fraglich erscheint. Manche Gesteine erinnern ihn lebhaft an »Urfer Schichten« (Silur), manche an die »Michelbacher Schichten« (Oberkoblenz) des Kellerwaldes. Als Typus des Hauptquarzits gelten ihm die Gesteine an der Straße Harzgerode-Schielo.

Sehen wir uns die Ergebnisse der Neuaufnahme in den letzten drei Jahren an, so ergibt sich, daß im Hauptquarzit sehr verschiedenartige Horizonte zusammengefaßt sind. Ich will hier nur die Beobachtungen anführen, die ich bei der Aufnahme der Blätter Hasselfelde und Harzgerode gemacht habe. So fand ich in den begleitenden harten Schiefern des Hauptquarzits an der Straße Hasselfelde-Stiege am Hüttenberge Graptolithen des Llandovery, ebenso inmitten des Hauptquarzits etwa 1,5 km nordwestlich Güntersberge. Der »Grenzquarzit« am Hoheberg bei Hasselfelde ist die Kalkgrauwacke der Unterkoblenzstufe, am Scheerenstieg ist er nach den Graptolithen Llandovery. Am Teufelsberge südwestlich von Harzgerode fand ich in der Nachbarschaft des »Grenzquarzits« Graptolithen des mittleren Obersilurs (Tarannon-Wenlock), an der Straße Harzgerode-Schielo Graptolithen des jüngeren Obersilurs, im Forstort Häufchen auf Blatt Pansfelde Climacograpten und Monograpten des Llandovery. Ist somit augenscheinlich, daß im östlichen Unterharz sehr viel Silur im Hauptquarzit vorhanden ist, so ist andererseits unzweifelhaft, daß er im südlichen Mittelharz größtenteils unterdevonisch ist, wie die Aufnahmen Schriel's auf dem Blatte Benneckenstein ergeben haben. Die Trennung des devonischen Hauptquarzits von dem silurischen ist oft schwer durchzuführen, besonders dann, wenn Faunen fehlen.

Interessante Verhältnisse bietet das große Quarzitgebiet, welches sich zwischen Harzgerode, Neudorf, Königerode und Schielo ausdehnt. Im Streichen besitzt hier der Hauptquarzit eine Erstreckung von annähernd 10 km. Die Breite des Zuges beträgt zwischen Harzgerode und Schielo rund 5 km. Denckmann erwähnt von hier als typischen Hauptquarzit die Gesteine an der Landstraße Harzgerode-Schielo. Er hält den Hauptquarzit an dieser Stelle für Unterdevon, das transgredierend mit großer Lücke dem silurischen Graptolithenschiefer auflagern soll. Er stützt seine Auffassung dabei auch auf die petrographische Ähnlichkeit, die manche dieser Gesteine zu den Schiefern und Quarziten zeigen, die jenseits der Selke und des Plattenschiefers im Krebsbachtal eine Oberkoblenzfauna geliefert haben. Die neuen Untersuchungen haben mich indessen zu anderen Ergebnissen geführt. Schon früher sprach ich die Vermutung aus (5, S. 180), daß diese Quarzite unmöglich alle devonisch sein können, daß sie vielmehr zum größten Teile den Graptolithenschiefern im Alter nahe stehen und silurisch sein müßten.

Verfolgt man die Schieloer Straße von Harzgerode aus, so durchschreitet man vom Friedhof an abwärts bis zum Tal und der ehemaligen Ziegelei (Harzgeröder Ziegelhütte Lossen's) typische Graptolithenschiefer des Ludlow. Im Hange jenseits des Tales folgen äußerst glimmerreiche Tonschiefer, die außer dem von Kayser abgebildeten Crinoidenkelch (14, S. 209) keine Fossilien geliefert haben. Auf der Höhe vor dem Walde zeigt sich der erste Hauptquarzit, dessen Quarzite in dem Einschnitt aus der Grasnarbe hervortreten. Dann senkt sich das Gelände etwas, weil nunmehr wieder reine Tonschiefer folgen, die an Einlagerungen nur einen kleinen Diabas enthalten. Hier fand ich an mehreren Stellen Graptolithen, die das silurische Alter dieser Schiefer sicher-

stellen. Bis ungefähr 3 m über die Telegraphenstange 26 hinaus konnte ich Graptolithen nachweisen. Es folgen dann weiterhin in dem zweiten Einschnitt Gesteine des Hauptquarzits, nämlich

rund 2 m Tonschiefer und Quarzite
0,5 » bankiger Quarzit
» 17 » dunkler glimmerreicher Grauwackenschiefer mit kleinen und großen Quarzitlinsen
1 » mürbere und sandige Schiefer
» 16 » dunkler glimmerreicher Grauwackenschiefer.

Eine Diskordanz zwischen den Graptolithenschiefern und dem Hauptquarzit ist nicht festzustellen. Man hat vielmehr den Eindruck, daß beide Gesteine durch einen allmählichen petrographischen Übergang eng miteinander verknüpft sind. Von konglomeratischen Lagen, die man als Basalkonglomerat deuten könnte, ist nichts festzustellen. Die Graptolithenfauna der Schiefer ist leider nicht artenreich, so daß eine genaue Altersfestlegung vorerst nicht möglich ist. Hauptsächlich ist *Monograptus dubius* Suess vorhanden. Daneben kommen seltener schlanke Formen vor, bei denen es schwer zu entscheiden ist, ob Bruchstücke von *Monograptus Nilssoni* Barr. oder von Cyrtograpten vorliegen. Schließlich läßt ein weiteres Bruchstück *Monograptus Flemingi* Salt. vermuten. Alles deutet darauf hin, daß in den Graptolithenschiefern tiefes Ludlow oder hohes Wenlock vorhanden ist. Talabwärts zum Walde kommen regelrechte Graptolithenschiefer des Ludlow heraus, die dem Gestein nach unverkennbar sind. Nördlich der Straße liegt in ihnen am Waldrande in einer hohen Wegeböschung einer der ältesten Graptolithenfundpunkte, der in der Literatur unter der Bezeichnung Osterborn bekannt ist. Wie überall in diesem Horizont enthalten die Schiefer eine Ludlow-Fauna. Wir haben aber einen tiefen Horizont dieser Abteilung vor uns, der gelegentlich noch Cyrtograpten führt, die im allgemeinen für Wenlock leitend sind. An der alten Fahrstraße aufwärts schreitend beobachten wir nach wenigen Schritten die Überlagerung der Graptolithenschiefer durch den Hauptquarzit in fast der gleichen Weise wie vordem in dem Einschnitt der Straße. Auch hier ist keine Diskordanz zu sehen. Entlang der Straße sind dann bis nach Schielo hin die Schichten gut entblößt. Graptolithen konnte ich in ihnen bislang nicht nachweisen, habe aber auch keine längere Zeit auf das Suchen verwandt. Es folgt dann jenseits des Waldes ein alter Graptolithenfundpunkt Lossen's mit typischen Graptolithenschiefern des Ludlow. Charakteristisch für den Hauptquarzit dieses Gebietes sind die immer wieder auftretenden grobsandigen dunklen Grauwackenschiefer, die neben den reinen Quarziten auftreten. An dem direkten Fahrwege Harzgerode-Neudorf streicht ein Zug von solchen Grauwackenschiefern entlang dem Bache östlich des Teufelsteiches hindurch. Ein Diabasrücken begleitet die Grauwackenschiefer. An dieser Stelle fand ich in ihnen einen Graptolithenrest. Es handelt sich um einen Monograpten, dessen Art nicht zu bestimmen ist, aber deutliche Thecen zeigt. Das silurische Alter dieser Grauwackenschiefer ist damit erwiesen. Eine genaue Altersbestimmung nach Zonen ist hier freilich ebenso wenig möglich wie an der Schieloer Straße. Immerhin geht aus den Funden

die wichtige Tatsache hervor, daß der Hauptquarzit südlich Harzgerode obersilurisch ist.

Ich habe dann weiterhin einige Untersuchungen im Innern dieses Quarzitgebietes auf dem Blatte Pansfelde in dem großen Waldgebiet zwischen der Friederikenstraße und der Landstraße Harzgerode-Schielo ausgeführt. Der Panzerberg ist von dort als bisher bester Graptolithenfundpunkt des Harzes bekannt. Es stehen hier die typischen Ludlow-Schiefer mit reicher Fauna an. Weiter aufwärts an der Straße folgen bald anscheinend nach einer Störung die bekannten dunklen Grauwackenschiefer, ferner ruschelige und ebenflächigere, oft etwas kieselige Tonschiefer. Kurz vor dem Grenzweg zwischen den Forstabteilungen 166 und 164 beobachtet man dickschiefrige blaugraue Tonschiefer, die Neigung zu griffeligem Zerfall zeigen. Die Schieferung des Gesteins fällt nicht ganz mit der Schichtung zusammen. Trotzdem enthalten sie in ganz ansehnlicher Zahl Climacograpten des Llandovery. 1 km südöstlich von diesem Fundpunkt liegen im Tal der Leine drei kleine Teiche. An dem untersten gewinnt die Forstverwaltung in der Abteilung Häufchen 18 Schiefer für Straßenzwecke. Die Schichten liegen fast horizontal und neigen nur ganz schwach nach Osten. Es sind äußerst dünnblättrige, leicht spaltende dunkle Tonschiefer, seltener etwas kieselige Schiefer. Sie sind äußerst reich an Graptolithen, Monograpten und Climacograpten, die wiederum dem Llandovery angehören. Talaufwärts nach dem Wehenfeld zu folgen die Quarzite des eigentlichen Hauptquarzits. Westlich der Wehenfeldwiesen findet sich am Anfange des Tälchens, das südlich der Schiebecksköpfe zum Schiebeckstal hinabzieht, ein dritter Fundpunkt für Graptolithen des Llandovery. Der Hauptquarzit stellt somit in diesem Gebiete zum Teil älteres Obersilur dar.

Die frühere Annahme eines unterdevonischen Alters des Hauptquarzits ist damit hinfällig geworden. Höchstens die reinen Quarzite, die naturgemäß keine Fossilien enthalten, könnten noch devonisch sein. Dann wäre es aber zu auffällig, daß die Reste dieser transgredierenden Quarzitdecke immer auf den Sätteln des Silurs erhalten geblieben wären, denn den Hauptquarzit haben wir nur dort, wo die begleitenden Schiefer ältere Graptolithenfaunen geliefert haben. Über dem weit ausgedehnten Schieferplateau des Ostharzes, das fast ganz aus den jüngeren Graptolithenschiefern des Ludlow aufgebaut ist, finden wir den Hauptquarzit kaum. Es bleibt nur die Annahme übrig, daß der Hauptquarzit südlich Harzgerode in seiner Gesamtheit silurisch ist. Es ist nun noch die Frage des Altersverhältnisses des Hauptquarzits zu den eigentlichen Graptolithenschiefern zu klären. Der Hauptquarzit kann einmal älter, zum andern jünger sein als diese. Für ein jüngeres Alter würden die Lagerungsverhältnisse sprechen, denn überall beobachten wir, daß der Hauptquarzit die Graptolithenschiefer überlagert. Anderseits ist es auffällig, daß über den tieferen Hauptquarzitgesteinen auf der Höhe der Berge die älteren Graptolithenfaunen liegen. Diese sind direkt an die Verbreitung des Hauptquarzits gebunden. Dieser ist also auf der einen Seite mit dem jüngeren Graptolithenschiefer des Ludlow, auf der anderen mit den Schichten des älteren Obersilurs eng verknüpft. Der Haupt-

quarzit selbst muß demnach eine Stellung zwischen diesen beiden einnehmen, er muß die Tarannon-Wenlock-Schichten vertreten. Faunen wie in den gleichaltrigen Schiefern und Quarziten am Niederen Mühlenberge bei Stiege haben sich freilich noch nicht gefunden. Nur südlich vom Pulverbach bei Harzgerode fand ich eine Fauna, die hierher gehört. Auch dort sind Quarzite in der Nähe. Anscheinend muß innerhalb des Harzsilurs mit, wenn auch nur geringfügigen, Faciesunterschieden gerechnet werden.

II. Das Unterdevon

Nachdem F. A. Roemer mit wechselndem Erfolge versucht hatte, in den älteren Kalklagern des Harzes verschiedene Horizonte nachzuweisen, wurden von Kayser (14) die Faunen der Kalke wiederum zusammengefaßt, für nicht wesentlich altersverschieden erklärt und mit der Bezeichnung »hercynisch« belegt. Auf diese Weise glaubte Kayser der Lossen'schen Stratigraphie die paläontologische Stütze zu geben. In der Folge stellte sich jedoch heraus, daß der »Hercynfauna« auch nicht mehr Bedeutung beizumessen sei als den Abteilungen Lossen's, daß es ein Sammelbegriff für die verschiedensten Horizonte ist. Ein jahrzehntelanger reger literarischer Gedankenaustausch fand über diese Frage statt, der sich hauptsächlich zwischen Kayser und Frech abspielte. Das Ergebnis dieser Auseinandersetzung, die Aufteilung der »Hercynfauna« auf Silur, Unter- und Mitteldevon, geht aus der Tabelle Koch's (16) hervor. Dabei wird der Ausdruck »Hercyn« auf die Unterdevonkalke als »Hercynkalke« beschränkt. Eine der Hauptaufgaben der Harzgeologie ist die Gliederung und stratigraphische Einordnung dieser Hercynkalke. Den Weg, dieses Kalkproblem im Unterharz richtig anzufassen, hat uns Denckmann (8) gewiesen. Er zeigte, daß neben den Faunen der reinen Kalke mit böhmischem Charakter andere weniger kalkige Sedimente auftreten, deren Fauna mehr rheinischen Habitus hat. Durch Bode's (4) Arbeiten in der Lauterberger Gegend wurde dieser Gedankengang weiterverfolgt, ausgebaut und bestätigt. Für den Mittelharz wird Schriel (18) demnächst das Unterdevonproblem ausführlicher behandeln. Im folgenden beschränken wir uns auf einige wichtige Gesichtspunkte, die sich im Selkegebiet für die Beantwortung dieser Fragen ergeben haben.

1. Der Horizont der Kalkgrauwacke

Nachdem ich die Kalkgrauwacke, die Denckmann erstmalig am Badeholz bei Harzgerode gefunden hat, auch bei Hasselfelde nachweisen konnte (5, S. 172), hat die weitere Fortführung der Neuaufnahme ihre Verbreitung in großer Ausdehnung im ganzen Unterharz ergeben.

Das Unterdevon beginnt mit einer Schichtfolge meist klastischer Sedimente. An der Basis tritt häufig ein Transgressionskonglomerat, eine grobklastische Grauwacke mit Geröllen von Kieselschiefer, Quarzit und Tonschiefer auf. Die Kieselschiefer sind kaum ge-

rundet und kommen besonders zahlreich vor. Oft geht das Gestein in eine förmliche Kieselschieferbreccie über. Anderseits trifft man auch häufig gewöhnliche Grauwacken als basale Schichten an. Die konglomeratischen Lagen sind auf dem Südflügel des Hasselfelder Silursattels am Kahleberge gut aufgeschlossen. An anderen Stellen zeichnet sich die Grauwacke durch einen gewissen Kalkgehalt aus. Es ist dies die schon eben erwähnte Kalkgrauwacke. Weiter im Westen in der Benneckensteiner Gegend hat diese Art der Ausbildung der basalen Unterdevonschichten ihre Hauptverbreitung. Aus dem östlichen Unterharz sind mir bis jetzt folgende Vorkommen bekannt geworden: 1. Hoheberg bei Hasselfelde. 2. Östlich Allrode im Süden des Sellebaches. 3. Badeholz bei Harzgerode. 4. Teufelsteich an der Straße Harzgerode-Neudorf. 5. Scheerenstieg unterhalb Mägdesprung (aufgefunden 1922 auf einer Begehung gemeinsam mit Prof. Fliegel und Dr. Schriel). 6. Im Selketal beim IV. Friedrichs-Hammer auf beiden Flußufern. 7. Schmiedeberg bei Thale. Die Kalkgrauwacke ist im allgemeinen sehr fossilreich; besonders am Badeholze und am Scheerenstieg sind die Verhältnisse zum Sammeln von Versteinerungen günstig. Von diesen beiden Punkten verdient auch hervorgehoben zu werden, daß die Kalkgrauwacken nicht unmittelbar an der Basis auftreten, sondern etwas darüber.

Am Badeholze ist die Situation folgende: Schreitet man von Silberhütte aus am Pulverbache aufwärts, so biegt hinter den letzten Anlagen der Pulverfabrik nach links ein Fahrweg nach Harzgerode ab. In der Böschung stehen Schiefer mit großen Grauwackenlinsen an, die spitzwinklig zum Wege streichen und nach Südosten einfallen. Beim Weiterschreiten beobachtet man glimmerige Tonschiefer mit dünnbankigen Kalken und feinsandigen kalkigen Grauwackenschiefern. In den letzteren findet sich *Spirifer Hercyniae* Gieb. in schönen großen Exemplaren. Weiter aufwärts gelangt der Weg immer mehr in das Streichen der Schichten. Vor dem Waldrande auf der linken Wegseite steht die Böschung vollständig in der Kalkgrauwacke, die sich bis kurz vor die Höhe verfolgen läßt, wo sie an einer Querverwerfung abstößt. Nach Denckmann's und eigenen Aufsammlungen ergibt sich folgende Fossilliste für die Kalkgrauwacke nach freundlicher Bestimmung von Herrn Prof. Fuchs. Der Vollständigkeit halber sind einige schon von Bode (4, S. 222) erwähnte Arten hinzugesetzt:

Homalonotus sp.
Phacops sp.
Dalmanites sp.
Bellerophon aff. *tumidus* Sandb.
Rhynchonella dunensis Drev.
» *pila* Schn.
Wilsonia sp.
Spirifer Hercyniae Gieb.
» *carinatus* Schn.
» *mediorhenanus* A. Fuchs
» *explanatus* A. Fuchs
» *secans* Barr.
Spirifer Bischofi Gieb.
» *bornicensis* A. Fuchs
Atrypa lorana A. Fuchs
Orthis bicallosa A. Fuchs
» n. sp. aff. *triangularis* Z. u. W.
Orthis Gervillei Defr.
Leptaena lepis auct.
Orthothetes umbraculum Schloth.
Nucleospira marginata Maur.
Spirigera globula A. Fuchs
Trigeria robustella A. Fuchs
Anaplotheca cf. *venusta* Schn.

Stropheodonta sp.
Chonetes bialata A. Fuchs
Meristella sp.
Pleurodictyum hunsrückianum A. Fuchs
» *Petrii* Maur.
Amplexus hercynicus A. Roem.
Fenestella sp.
Favosites sp.
Crinoidenreste.

Südöstlich treten Schiefer, Kalke und Grauwacken zu Tage, deren Verband mit den weiter folgenden Schichten nicht aufgeschlossen ist. 500 m entfernt fand ich auf der jenseitigen Talseite des Pulverbaches u. a. *Retiolites Geinitzianus* Barr., also mittleres Obersilur. In dieser Richtung nach Südosten ist demnach das Liegende der Kalkgrauwacke zu suchen, nach Nordwesten das Hangende. Hier folgt nach 400 m die Kalklinse des Badeholzes, ein seit langem bekanntes Vorkommen von »Hercyn«.

Folgende Feststellungen sind also wichtig: Kalkgrauwacke und Hercynkalk sind durch Zwischenschichten mit Tonschiefern und Grauwacken voneinander getrennt. Aus der Lagerung zum Silur geht hervor, daß die Kalkgrauwacke der ältere von beiden Horizonten ist. Unter den fossilreichen Lagen der Kalkgrauwacke sind noch andere, wenn auch gering mächtige Sedimente vorhanden, die mit ihr petrographisch und faunistisch eng verknüpft sind.

Am Scheerenstieg liegen die Verhältnisse ähnlich. Von Mägdesprung bis unterhalb des III. Friedrichs-Hammer durchschneidet die Selke in enger Felsschlucht den Plattenschiefer. Plötzlich weitet sich das Tal, da nunmehr weichere Schiefer das Gebirge zusammensetzen. Wiesen breiten sich neben dem Flusse aus und gegenüber von dem Forsthause hebt sich die hohe Kalkklippe des Scheerenstieges aus den Wäldern heraus. Entlang der Wiese führt der sog. Hirschweg langsam zur Höhe der Klippe hinauf. Bis zu einer Delle im Berghang steht der Weg noch im Plattenschiefer. Weiterhin zieht ein schmaler Quarzitrücken den Hang herunter. In den harten begleitenden, kieselsäurereichen Schiefern fand ich am Wege Diplograpten und Monograpten vom Alter des tieferen Obersilurs (Llandovery). Einige 10 Schritt weiter aufwärts zieht parallel zum Quarzit eine Grauwackenbank hindurch. Die Grauwacke ist z. T. sehr glimmerreich und feinkörnig und zeichnet sich durch zahlreiche, meist schlecht erhaltene Pflanzenreste aus[1]). Wieder einige 10 Schritte weiter treffen

[1]) Ich habe diese Pflanzen Herrn Prof. Gothan vorgelegt, der mir über den besten Rest freundlicher Weise folgende Mitteilung machte: »Der Pflanzenrest aus der Grauwacke vom Scheerenstieg läßt erkennen, daß es sich um einen Stengelrest von etwa 3 × 1 cm Dicke handelt, dessen eigentliche Oberfläche nicht erhalten ist. Die sichtbare zeigt anscheinend eine Gliederung des Stengels nach der Quere in Abständen von ½ bis 1 cm, außerdem eine Längsstrichelung, herrührend von schmalen, dicht gestellten, parallel laufenden »knorriösen« Wülsten. An dem einen Ende zeigt das Stück anscheinend eine Gabelung. Es läßt sich auf Grund dieser Merkmale nicht sagen, was für eine Pflanze vorliegt. Für Cyclostigmaknorrien stehen die Wülste zu dicht und sind relativ zu schmal. Eine Angehörige der im Devon so häufigen *Psilophytales* scheint nicht vorzuliegen. Rätselhaft bleibt bei dem Pflanzenrest besonders die Quergliederung des Stengels, die sich sowohl auf dem Abdruck wie auf dem Steinkern zu erkennen gibt. Da die Zugehörigkeit des eigentümlichen Pflanzenrestes im Dunklen bleiben muß, läßt sich vom paläontologischen Standpunkt aus über das Alter nichts aussagen.«

wir die Kalkgrauwacke in der Wegeböschung. Sie ist hier sehr fossilreich und führt besonders schöne große Spiriferen aus der Gruppe des *Spirifer Hercyniae* Gieb. Im ganzen sammelte ich folgende Fauna, die Herr Prof. Fuchs freundlicher Weise bestimmte:

Spirifer Hercyniae Gieb.
» *carinatus* Schn.
» *mediorhenanus* A. Fuchs
» *bornicensis* A. Fuchs
Orthothetes major A. Fuchs
Trigeria robustella A. Fuchs
Crinoidenstielglieder.

Bis zur Höhe der Kalkklippe stehen weiter Tonschiefer in der Böschung, unterhalb des Weges setzt in ihnen die Kalklinse auf, die als bester Hercynfundpunkt des Unterharzes bekannt ist. Für uns kommt es zunächst nur auf die Feststellung an, daß auch hier Kalkgrauwacke und Hercynkalk zwei voneinander getrennte Horizonte bilden. Unterlagert wird die Kalkgrauwacke noch von einigen Metern Schiefern und Grauwacken, die als die tiefsten Schichten des hier über den Quarziten des Llandovery transgredierenden Unterdevons angesprochen werden müssen.

Etwas anders liegen die Verhältnisse am IV. Friedrichs-Hammer, einige hundert Meter talabwärts. Die Entfernung querschlägig zu den Schichten beträgt 300 m. Auf der nördlichen Straßenseite befindet sich hier ein Steinbruch, in dessen östlicher überhängenden Wand ein Diabaslager ansteht, darunter typischer Graptolithenschiefer des Ludlow. Das Einfallen beträgt 27° nach Osten. Unter den Graptolithenschiefern folgen einige gedrungene Quarzitlinsen und weiter grobspätige Kalke und Kalkgrauwacken der Unterkoblenz-Schichten. Die Grenze zwischen Silur und Unterdevon ist eine Transgressionsfläche. Fossilien sind nur spärlich in den kalkigen Schichten vorhanden. Nur *Atrypa lorana* Fuchs ist häufiger vertreten. Daneben kommen schlechte Reste von *Retzia, Rhynchonella, Spirifer* und *Phacops* vor. Auf dem südlichen Flußufer treten in den kalkigen Schichten und Kalkgrauwacken Gerölle auf, besonders verhältnismäßig gut gerundete Kieselschiefer. In der Füllmasse zwischen den einzelnen Geröllen finden sich Fossilien wie Einzelkorallen u. a. m. So ist die Kalkgrauwacke als ganzes gut erkennbar, wenn sie auch in etwas anderer Ausbildung als am Scheerenstieg und Badeholz auftritt. Solche Erscheinungen sind bei transgredierenden Schichten ja nichts ungewöhnliches.

2. Der Horizont der älteren Hercynkalke

Wenn wir mit der Bezeichnung »Hercyn« den Einschlag böhmischer Arten in den Faunen des Devons zum Ausdruck bringen, so müssen wir unterscheiden zwischen älteren und jüngeren Hercynkalken, nämlich zwischen solchen, die den Unterkoblenz-Schichten angehören und solchen, die über der Diskordanz der Kalkgeröllgrauwacke Bode's liegen. Die jüngeren Hercynkalke gehören zum Teil dem jüngsten Unterdevon, den Oberkoblenz-Schichten, an, wie z. B. die Kalke bei den Kahlenberger Viehhöfen, über die Schriel (18) demnächst berichten wird, zum großen Teil sind sie mitteldevonisch,

wie die vom Hasselfelder Kalkbruch, vom Meiseberg und wie die neuerdings von Schriel aufgefundenen vom Butterkopf bei Trautenstein und vom Sophienhöfer Stieg.

Die älteren Hercynkalke umfassen mehrere Horizonte, wie dieses Denckmann (7) bei den altersgleichen Kalken des Kellerwaldes gezeigt hat. Dort stellte er 4 Horizonte in den Kalken fest:

4. Dalmanitenschiefer,
3. Schönauer Kalk mit *Aphyllites zorgensis*,
2. Kalk mit *Rhynchonella princeps*,
1. Tentaculitenknollenkalk.

Bei einer Begehung im Jahre 1895 (6) besuchte er den Steinbruch am Schneckenberg bei Harzgerode und wies auch hier dieselbe Gliederung nach. Im oberen Teile dieses Bruches konnte ich folgendes Profil aufnehmen. Die Bezeichnungen Denckmann's sind hinzugesetzt:

Dalmaniten-Schichten	etwa 1 m	mergelige Kalke
	» 1 »	gelbliche Tonschiefer
Zorgensis-Kalk	4—5 »	massiger Kalk
	8 »	dunkle Plattenkalke mit dunklen Tonschiefern wechsellagernd. Im Schiefer z. T. größere Kalkknollen
	6 »	blaugraue Tonschiefer mit vereinzelten Kalkknollen
Princeps-Kalk	Liegendes: Massiger kristalliner Kalk. Mächtigkeit nicht aufgeschlossen.	

Im übrigen ist das Profil des Bruches schwer zu deuten, da mehrfach Störungen hindurchsetzen. Das Streichen der Schichten ist durchschnittlich nordöstlich bei einem Einfallen von 18—58° nach Südosten. Die in den Sammlungen vorhandenen Fossilien stammen fast alle aus den hauptsächlich abgebauten Princeps-Kalken. Die Fauna enthält folgende Arten:

Dendrodus laevis Gieb.
Harpes Bischofi A. Roem.
Phacops Zinkeni A. Roem.
Trachyderma sp.
Capulus hercynicus Kays.
» *Zinkeni* A. Roem.
» *priscus* Goldf.
Platyostoma Giebeli Kays.
» *naticoides* A. Roem.
Pterinea sp.
Nucula sp.
Meganteris sp.
Rhynchonella nympha Barr.
» *princeps* Barr.
» *bifida* A. Roem.
» *hercynica* Kays.
» *subcuboides* Gieb.
Spirifer togatus var. *subsinuata* A. Roem.
» *sericeus* A. Roem.
» *fallax* Gieb.
» *Hercyniae* Gieb.
» cf. *laevicosta* Valenc.
Spirifer excavatus Kays.
» *Bischofi* A. Roem.
» aff. *crispus* His.
Merista laeviuscula Sow.
» sp.
Atrypa reticularis Linn.
» sp.
Orthis palliata Barr.?
Strophomena rhomboidalis Wahlenb.
» *Verneuili* Barr.
Leptaena neutra Barr.
Chonetes? gracilis Gieb.
Discina sp.
Alveolites sp.?
Chaetetes Roemeri Kays.
Dania multiseptata A. Roem.
Beaumontia sp.
Pleurodictyum selcanum Gieb.
Cyathophyllum sp.
Fenestella sp.
Petraja undulata A. Roem.

Denckmann fand sodann in den Äquivalenten des Schönauer Kalkes die Leitform *Aphyllites zorgensis* A. R., die in mehreren Exemplaren in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt vor-

handen ist. Daneben kommen in diesem Horizonte Trilobiten, Orthoceren, Lamellibranchiaten und Pteropoden vor.

Die liegendsten Tentaculitenknollenkalke konnten bislang nicht nachgewiesen werden. Trotzdem ist der Schneckenberg bis jetzt das vollständigste Profil durch den Hercynkalk im östlichen Unterharze. Die übrigen Aufschlüsse lassen immer nur diesen oder jenen Horizont erkennen.

An der Kalkklippe des Scheerenstieges im Selketal, dem bekanntesten Hercynfundpunkte, ruht seit langen Jahrzehnten der Steinbruchbetrieb. Lossen beschreibt in den Erläuterungen zu Blatt Harzgerode das Profil folgendermaßen. Zu unterst am Liegenden stehen die dichten Kalksteinplatten mit der Cephalopodenfauna an, dann der körnige, massige Brachiopodenkalk des Hauptlagers und zu oberst im Hangenden die Pteropodenkalke, die vorzugsweise in der Höhe über dem Steinbruch anstehen. Die Fossilien stammen fast alle aus dem sog. Hauptlager, dem körnigen, kristallinen Kalk. Da der Bruch die reichste aller Hercynfaunen geliefert hat, so sei diese hier einmal zusammengestellt:

Ctenacanthus abnormis Gieb.
Harpes Bischofi A. Roem.
Proetus complanatus Barr.?
» *? Wiedensis* Kays.
Cyphaspis hydrocephala A. Roem.
Phacops fecundus Barr. var.
» *Zinkeni* A. Roem.
Dalmanites tuberculatus A. Roem.
Lichas sexlobata A. Roem.
Acidaspis Selcana A. Roem.
» *glabrata* A. Roem.
Bronteus Bischofi sp. A. Roem.
Orthoceras sp.
Capulus hercynicus Kays.
» *uncinatus* A. Roem.
» *Zinkeni* A. Roem.
» *priscus* Goldf.
» » » var. *virginis* Gieb.
» *disjunctus* Gieb.
» *multiplicatus* Gieb.
» *ornatus* A. Roem.
Platyostoma Giebeli Kays.
» *naticoides* A. Roem.
Fenestella sp.
Meganteris sp.
Rhynchonella nympha Barr.
» *bifida* A. Roem.
Rhynchonella subcuboides Gieb.
Pentamerus costatus Gieb.
» *Sieberi* v. B.
» *galeatus* Dalm.
Spirifer sericeus A. Roem.
» *fallax* Gieb.
» *Hercyniae* Gieb.
» cf. *laevicostata* Valenc.
» *excavatus* Kays.
» aff. *crispus* His.
Cyrtina heteroclita Defr.?
Merista sp.
Atrypa reticularis Linn.
» » » var. *aspera* Schloth.
Strophomena rhomboidalis W.
» » » var. *Zinkeni* A.
» *corrugatella* Dav. [Roem.
» *interstrialis* Phill.
» *hercynica* Kays.
Streptorhynchus umbraculum Schloth.
Chonetes? gracilis Gieb.
Discina Bischofi A. Roem.
Crania sp.
Aulopora striata A. Roem.
Chaetetes undulatus Gieb.
Beaumontia sp.
Petraja undulata A. Roem.

Wie am Schneckenberg handelt es sich um den Brachiopodenkalk mit *Rhynchonella princeps*. Wie weit andere Horizonte in dem Kalkprofil vorhanden sind, ist noch nicht untersucht.

Der Steinbruch im Badeholze bei Silberhütte zeigt an der Nordostwand zu oberst 4—6 m grobkristallinen Kalk, darunter 2—3 m plattigen Kalk, der seinerseits von 7 m massigem kristallinen Kalk unterlagert wird. Auf der Ostseite, auf der tiefsten Sohle des Bruches beobachten wir ein ähnliches Profil, von oben nach unten: 4 m

massiger Kalk, 1 m plattiger Kalk, 6 m massiger Kalk. Die Schichten streichen N 55° O und fallen mit 47° nach Südosten. Offenbar setzen streichende Störungen durch den Kalk, so daß ein einwandfreies Profil nicht zu erhalten ist. Im Laufe der Jahre hat der Kalkbruch folgende Fauna geliefert:

Capulus hercynicus Kays.
Pterinea sp.
Rhynchonella nympha Barr.
Spirifer togatus var. *subsinuata* A. Roem.
» *sericeus* A. Roem.
Spirifer fallax Gieb.
» cf. *laevicostata* Valenc.
» *Bischofi* A. Roem.
Chaetetes Roemeri Kays.
Beaumontia Guerangeri E. u. H.?

In dieser Fauna scheint nur der tiefere Horizont des Hercynkalkes, der Brachiopodenkalk mit *Rhynchonella princeps*, vertreten zu sein.

Als Princeps-Kalke sind auch die dickbankigen, von Schieferflasern durchzogenen Kalke östlich der Oberförsterei Stiege (ehemalige Domäne) aufzufassen. Sie enthalten:

Rhynchonella princeps Barr.
Phacops Sternbergi Barr.
Orthoceras sp.

Die Kalke bei Allrode haben nur schlecht erhaltene Reste von Phacopiden, Brachiopoden und Orthoceren geliefert. In der Nähe des Kalkes östlich Allrode im Süden des Sellebaches fand ich auch einen kleinen Zug von Kalkgrauwacke mit Fossilien, über dem Schiefer mit Kieselgallen folgen. Es ist möglich, daß diese petrefaktenreichen Kieselgallenlagen den »Kieselgallenschiefer« Bode's vertreten. Eine etwas reichere Fauna, besonders nach Zahl der Individuen, findet sich in dem Kalk am Teichdamm bei Güntersberge:

Phacops fecundus Barr.
Acidaspis sp.
Lichas sp.
Strophomena cf. *comitans* Barr.

Wie bei Allrode so haben auch die Kalke bei Breitenstein nur wenige schlecht erhaltene Reste von Brachiopoden, Orthoceren und Crinoiden geliefert. Die Kalklinse östlich der Untermühle ist dadurch bemerkenswert, daß der von zahlreichen Schieferflasern durchzogene hellblaue, feinkörnige Kalk nach obenhin allmählich in einen feinkörnigen sehr glimmerreichen Grauwackenschiefer und Grauwacke übergeht. Diese enthält häufige Pflanzenreste, darunter einige mehrere Zentimeter lange Stengel. Herr Prof. Gothan hält den Erhaltungszustand der Stücke zu einer Bestimmung nicht für genügend. Es verdient jedoch darauf hingewiesen zu werden, daß auch hier ähnlich wie am Scheerenstieg im Unterdevon Pflanzen auftreten, die schon ganz ansehnliche Größe erreicht haben.

Sind dieses einige Vorkommen des Hercynkalkes im Westen der Harzgeröder Gegend, so sind auch im Osten davon einige Kalklinsen erwähnenswert. Wir übergehen die nach Denckmann meist jüngeres Devon enthaltenen Linsen in der Gegend des Meiseberges im Selketal und wenden uns den Kalken der Ballenstedter Gegend zu. Im Forstort Kl. Holzmarke am Ostrande des Blattes Ballenstedt liegt ein Kalksteinbruch, der lange außer Betrieb ist. Vom Hangenden zum Liegen-

den lassen sich drei petrographisch verschiedene Kalkhorizonte unterscheiden:

etwa 13 m dunkelblaue, sehr feste Kalke mit schiefrigen Zwischenlagen, die nach oben allmählich die Kalke verdrängen und in die hangenden Grauwackenschiefer übergehen. *Aphyllites zorgensis* A. Roem., *Orthoceras* sp.
» 9 » hellblaue, dickbankige, meist kristalline Kalke. *Orthoceras commutatum* Gieb., *Puella semistriata* A. Roem., *Puella elegantissima* Beush., *Puella bellistriata* Kays., *Spirifer sericeus* A. Roem., *Petraja undulata* A. Roem.
» 15 » hellblaue, schiefrige Flaserkalke. *Phacops fecundus* var. *degener* Barr., *Phacops* aff. *fecundus* Barr., *Bronteus palifer* Beyr., *Strophomena rhomboidalis* Wahl.

So deutet sich auch hier der *Zorgensis*-Kalk an, dem die höheren Schichten dieses Profils angehören. Die tieferen mögen schon den *Princeps*-Kalken entsprechen. In typischer Ausbildung finden wir diese im St. Johannisholz im Nordosten der Holzmarke. Hier führen die Kalke:

Bronteus sp.
Capulus priscus Goldf.
Rhynchonella cf. *bifida* A. Roem.
» *princeps* Barr.
Rhynchonella sp.
Spirifer togatus Barr.
Strophomena interstrialis Phill.
» *rhomboidalis* Wahl.

Zurückblickend auf diese Beobachtungen im Unterdevon fassen wir die Ergebnisse folgendermaßen zusammen. Zwei Horizonte treten überall im östlichen Unterharz klar hervor: die Kalkgrauwacke und die Hercynkalke. Die Frage der Altersstellung der Kalkgrauwacke des Harzes und der, wie Bode (4, S. 222) nachgewiesen hat, altersgleichen Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes ist zu Gunsten der Auffassung Herrmann's (13) zu entscheiden, der in ihr sowie in den Hercynkalken jüngeres Unterdevon vom Ende der Siegener Schichten an aufwärts erblickt. Die Faunen aus dem Harz bestätigen diese Auffassung. Die Zahl der Arten, die die Kalkgrauwacke mit den oberen Hunsrückschiefern gemeinsam hat (vergl. Fuchs (12)), ist so groß, daß eine andere Altersdeutung nicht in Frage kommt. Ich komme daher in Übereinstimmung mit Schriel (18) zu der Auffassung, daß die Kalkgrauwacke des Harzes den tieferen Unterkoblenzschichten angehört. Des weiteren ergibt sich, daß nach den Lagerungsverhältnissen die Hercynkalke jünger sind als die Kalkgrauwacken. Die gegenteilige Meinung Drevermann's (10) und auch Ahlburg's (1), welche die Hercynkalke für älter als die Kalkgrauwacke halten und in ihnen älteres Unterdevon sehen, ist somit durch die Untersuchungen im Harz unhaltbar geworden. Im einzelnen ergibt sich für die Hercynkalke im Harz dieselbe Gliederung, wie sie Denckmann für den Kellerwald durchgeführt hat.

Faciell haben wir eine durch lange Zeiten anhaltende Verzahnung rheinischer und böhmischer Ausbildung. Nach der Festlandszeit, die auf die caledonische Gebirgsbildung im Harz folgte, kamen bei der Transgression des Meeres zunächst rein klastische Gesteine zum Absatz, in denen sich noch die Nähe des Landes durch die Pflanzen führenden Grauwacken anzeigt. Es folgte die Kalkgrauwacke, die zum Teil auch direkt an der Basis liegt. Ihre Fauna besitzt einen vorwiegend rheinischen Charakter, wenn auch ein gewisser böhmischer

Einschlag nicht zu verkennen ist. Mit dem Fortschreiten der Transgression bildeten sich hierauf die Hercynkalke als küstenfernere Sedimente, wobei die Fauna nunmehr rein böhmischen Charakter annimmt. Bei den jüngeren Schichten im Süden und Osten des Unterharzes bleibt dieser Charakter im wesentlichen erhalten, während im Norden im Kahlebergsandstein nochmals die rheinische Facies einsetzt.

III. Das Alter des Plattenschiefers im Selketal

Lossen und Denckmann sehen in der Tanner Grauwacke und dem Plattenschiefer die ältesten Schichten des Harzes, während sie Lepsius auf Grund einzelner Floren zum Culm stellte. Oben wurde schon gezeigt, daß ein Sammelbegriff für die verschiedensten Formationen vorliegt. Der Name Plattenschiefer wurde im Selketal gegeben, wo die plattenförmig brechenden Grauwackenschiefer zwischen Alexisbad und dem Scheerenstieg vorzüglich aufgeschlossen sind. Welche Möglichkeiten ergeben sich hier für die stratigraphische Einordnung des Plattenschiefers? Der völlig abweichende petrographische Habitus von den Gesteinen des Culm, die in geringer Entfernung am Meiseberge anstehen, schließt ein culmisches Alter aus. Schriel fand bei Benneckenstein eine Unterkoblenzfauna im Plattenschiefer. Kommt

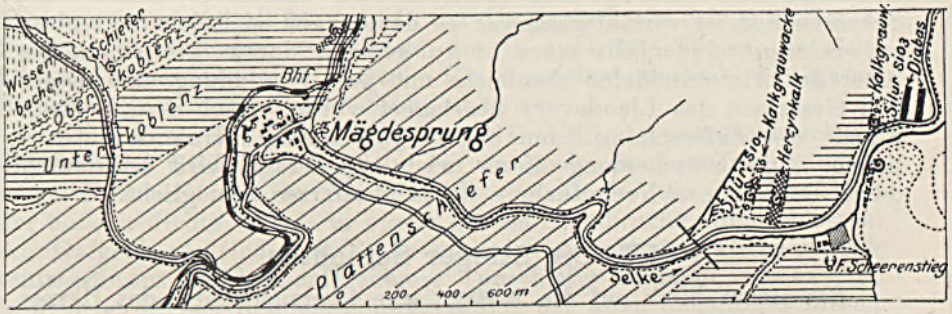


Fig. 1. Geologische Skizze des Selketals bei Mägdesprung.

vielleicht für das Selketal ein ähnliches Alter in Frage? Von Mägdesprung bis unterhalb des III. Friedrichs-Hammers steht das ganze Tal im Plattenschiefer. Nach Südosten zu endet dieser an einer im allgemeinen nordöstlich verlaufenden Linie, und es folgt parallel zu ihm ein deutlicher Zug von Unterkoblenzgesteinen mit den Hercynkalken des Teufelsberges, des Badeholzes, der Schinderkuhle, des Schneckenberges und des Scheerenstieges. Am letzten Ort schaltet sich die Llandovery-Scholle noch zwischen Unterdevon und Plattenschiefer. Im Nordwesten des Selketals hört der Plattenschiefer ebenfalls an einer nordöstlichen Linie auf. Hier folgt bei Mägdesprung auf den Plattenschiefer der Hercynkalk des Kanonenberges, der mit einem Grauwackenzug eng verknüpft ist, der zu dem Teiche im Krebsbachtal hinüber streicht. Auf dem östlichen Bachufer setzen hier oberhalb der Grauwacke Tonschiefer mit Quarziten durch das Tal hin-

durch. Ein heute noch kenntlicher Schurf zeigt die Stelle an, wo die Fossilien gefunden werden, die Beyrich (3) als devonisch erkannte. Diese stammen aus einem glimmerreichen Tonschiefer und stimmen mit der Fauna des Hauptquarzits (Oberkoblenz) der Blankenburger Gegend überein, wie Kayser (15, S. 85 ff.) hervorhebt. Wir sind aus den Hercynkalken in hangende Schichten gekommen. Weiterhin im Kontakthof des Ramberggranites treten dann auch die Wissenbacher Schiefer zutage.

Auf beiden Flügeln des Plattenschiefers folgen also die angrenzenden Schichten in der Weise, daß mit zunehmender Entfernung immer jüngere Horizonte auftreten, deren Alter durch Fossilien genau bestimmt ist. Am Scheerenstieg geht das Devonprofil sogar weit über die Hercynkalke nach oben hinaus, denn nordöstlich der Kalkklippe, steht der von Denckmann aufgefundene Clymenienkalk des Oberdevons in der Wegeböschung an. In der devonischen Schichtenfolge ist von der Kalkgrauwacke an aufwärts ein ununterbrochenes Profil vorhanden. Für den Plattenschiefer ist hier demnach kein Platz. Culm kommt ebenfalls nicht in Frage, wie schon angeführt wurde. Es ist somit wahrscheinlich, daß der Plattenschiefer des Selketales *älter ist als die* auf beiden Flügeln über ihm folgenden *Unterkoblenz-Schichten*. Das Auftreten der Llandovery-Scholle am Scheerenstieg ist vorläufig schwer zu deuten und vielleicht tektonisch zu erklären. Jedenfalls wäre es zu gewagt, daraus ein silurisches Alter des Plattenschiefer abzuleiten mit der Begründung, daß dieser von Gesteinen des Llandovery überlagert würde. Nach dem jetzigen Stande der Erforschung kann ebenso gut *älteres* Unterdevon vorliegen. Die Entscheidung dieser wichtigen Frage wird hoffentlich durch die weitere Neuaufnahme des Unterharzes ermöglicht.

IV. Die Stieger Schichten

Bei einem Blick auf die Lossen'sche Übersichtskarte des Harzes fallen jedem Beschauer die beiden großen Mulden der Elbingeröder Grauwacke im Unterharz, die Südharzmulde und die Selkemulde, in die Augen. Ihre symmetrische Anordnung ist unverkennbar: im Südosten die Zone des metamorphen Gebirges, an dieses anlehnend die beiden Mulden, die durch eine jüngere Heraushebung in der Längsachse des Harzes von einander getrennt werden. Ein Kranz von Kieselschieferhöhen umrahmt die inneren Grauwacken der Mulden, und um die Kieselschieferberge legt sich ein weiterer Kranz mächtiger Diabas führender Schiefer. Aus dieser Anordnung geht schon hervor, daß eine im wesentlichen zusammengehörige Schichtenfolge vorliegt. Völlig abweichend von dieser symmetrischen Anordnung der Muldenschichten verhalten sich die älteren silurischen und devonischen Ablagerungen des Unterharzes. Diese waren vor Ablagerung der Muldenschichten schon weitgehend zu Sätteln und Mulden zusammengeschoben, wie ich später noch ausführen werde. Sie lassen keine Anordnung analog den Muldenschichten erkennen.

In Bezug auf die stratigraphische Einordnung dieser Schichten unterliegt es heute keinem Zweifel mehr, daß sie wenigstens vom Kieselschiefer ab zum Culm gehören. Überall in den beiden Mulden beobachten wir das typische Culmprofil: Kieselschiefer, Tonschiefer, Grauwacke. Der Horizont der Tonschiefer ist freilich oft durch eine mehr klastische Ausbildung mit Grauwacken und Grauwackenschiefern vertreten. Schwierigkeiten wegen der stratigraphischen Stellung machen nur die Diabas führenden Schiefer.

Bei der Aufnahme des Blattes Hasselfelde hatte ich Gelegenheit, mich mit dieser Frage näher zu befassen. Fossilien haben sich bisher in diesen Schichten nicht gefunden; aber dennoch glaube ich mehrere Anhaltspunkte für ihre Altersbestimmung gefunden zu haben. Der Scheitel der Südharzmulde liegt bei dem Orte Stiege mitten auf der Hochfläche des Unterharzes. Von hier ziehen sich die Diabas führenden Schiefer einmal in westsüdwestlicher Richtung über die Berge südlich Benneckenstein nach Zorge und sodann auf dem Gegenflügel der Mulde südwärts über Breitenstein in der Richtung auf Herrmannsacker. Die Schichten bestehen aus ruscheligen Tonschiefern, die hier und da Grauwackeneinlagerungen enthalten und im übrigen durch Lagen von Wetz- und Kieselschiefern ausgezeichnet sind. Deckenhaft ausgebreitete und zum Teil auch wohl intrusive Diabase treten überall hervor. In der Umgegend von Stiege sind gute Schichtenentblößungen vorhanden, die in typischer Weise die Ausbildung dieser Gesteine zeigen. Ich bezeichne deshalb die ganze Schichtfolge als »Stieger Schichten«.

An der Straße Hasselfelde-Stiege sind in der Straßenböschung die tuffigen Gesteine besonders gut zu beobachten, ebenso an dem neuen Fahrwege von der Niedermühle zum Dorfe. An der Straße ist der äußerst dichte Diabas in einem großen Steinbruche aufgeschlossen. Am Galgenberge finden sich sehr zahlreich eingelagerte kleine Kieselschieferlinsen. Auch ebenflächigere Tonschiefer kommen vor, so z. B. in dem nördlichen Bahneinschnitt westlich der alten Schanze, während in dem südlicheren Einschnitt eine große Grauwackenlinse in die Schiefer eingelagert ist. Am Mühlberge bei Stiege sind die Diabase in verschiedenen Varietäten in Steinbrüchen gut zu beobachten. Neben dem häufigsten dichten Diabas kommen hier auch körnige Abarten, Diabasporphyrite, und Diabasmandelsteine vor. Der Diabas des großen Gemeindebruches wird von charakteristischen roten Tonschiefern überlagert, die sonst im Oberdevon bekannt sind. Auch am Mosebache, nördlich der Jagdhütte am Hirtenkopf, stehen solche roten Schiefer an. Hier kommen ferner auffällige Konglomeratbildungen vor, die sich durch bis faustgroße vollkommen gerundete Gerölle hauptsächlich von Quarziten auszeichnen.

Da Fossilien fehlen, sind wir für die Altersfeststellung einmal auf die petrographischen Eigenschaften der Schichtgruppe und sodann auf ihre Lagerungsverhältnisse angewiesen. Die obere Grenze der Stieger Schichten ist durch die sie überlagernden Culmkieselschiefer gegeben. Vielerorts in der Südharzmulde liegt eine verhältnis-

mäßig geringfügige Diskordanz zwischen Kieselschiefer und Stieger Schichten. In der Gegend des Birkenkopfes und des Regensburger Kopfes am Südrande des Blattes Hasselfelde hingegen findet ein kontinuierlicher Übergang zwischen beiden Horizonten satt. Entlang dem Bache, der in östlicher Richtung vom Birkenkopf herunterfließt, wird zur Zeit eine neue Forststraße gebaut, die an den frischen Böschungen gute Beobachtungen zuläßt. Die dunklen Lydite des Kieselschiefers wechsellagern hier mit milden gelben, etwas kieseligen und glimmerreichen Schiefern. Auch kaum kieselige grünliche Tonschiefer kommen vor, in denen ein Diabas mit schwachen Kontakterscheinungen auftritt. Im Hangenden des Diabases folgen wieder Kieselschiefer. Ich deute diese Schichten als Übergänge von den Stieger Schichten zum Culmkieselschiefer. Weiter abwärts liegt an der großen Schleife der Straße ein Steinbruch, in dem die Grenze zwischen beiden aufgeschlossen ist. Auf der Westseite des Bruches stehen glimmerige ruschelige Tonschiefer an, die N 75° O streichen und mit 45° zur Straße einfallen. Sie werden überlagert von einem dichten Diabas mit schwachen Kontaktwirkungen, in dessen Hangendem dieselben Schiefer folgen. Über diesen folgt anscheinend ohne Lücke der Culmkieselschiefer. Da dieser an dem neuen Forstwege direkt über dem Diabas lagert, in dem Steinbruch aber über einigen Metern Schiefern, die noch im Hangenden des Diabases folgen, so deutet sich hier vielleicht eine schwache Diskordanz an. In den Streichrichtungen der Schichten ist hingegen keine Abweichung festzustellen. Bedeutende Abtragungen können hier auf keinen Fall vor der Ablagerung des Kieselschiefers stattgefunden haben. Ähnliche Grenzschichten sind noch einmal weiter nördlich an dem Kieselschieferbruch südlich des Kleinen Brandkopfes aufgeschlossen. In dem Bruche selbst stehen Kieselschiefer an, die in der Mitte eine mächtige Bank von schwarzem Alaunschiefer enthalten. Die Grenzschichten sind weiter aufwärts in der Straßenböschung zu beobachten.

Die obere Grenze der Stieger Schichten ist also in dem Culmkieselschiefer gegeben. Schwieriger ist die Festlegung der unteren Grenze. Man könnte zunächst daran denken, in den Schiefern mit den mächtigen Diabasen und Tuffen Vertreter der Wissenbacher Schiefer oder des höheren Mitteldevons zu sehen. Wissenbacher Schiefer kommen jedoch nicht in Frage, da diese in der ihnen überall eigenen petrographischen Ausbildung nicht mit den Gesteinen der Stieger Schichten verglichen werden können. Eine andere Ausbildung der Wissenbacher Schiefer kann auch nicht vorliegen, da diese im Tal der Luppbode zwischen Allrode und Treseburg und weiter im Hasseltale unterhalb Hasselfelde in nur 5 km Entfernung von den Stieger Schichten in normaler Ausbildung vorhanden sind. Ebensowenig kommt ein Vergleich mit den höheren Mitteldevonschichten der Elbingeröder Kalkmulde in Frage, wo neben dem Stringocephalenkalk Schalsteine, Diabase und Keratophyre in weiter Verbreitung auftreten. Die petrographischen Unterschiede sind zu kraß, als daß man bei den verhältnismäßig kleinen Entfernungen facielle Änderungen annehmen könnte.

Inwieweit kann nun Oberdevon in den Stieger Schichten enthalten sein? Außerhalb der Südharz- und der Selkemulde kennen wir Oberdevon aus der Elbingeröder Gegend in ähnlicher Ausbildung wie im Oberharz. In nächster Nähe der Stieger Schichten sind sodann typische Cypridinenschiefer über dem Kalk des Hasselfelder Kalksteinbruches erhalten geblieben, und auf dem Westflügel der Selkemulde kommt Clymenienkalk am Scheerenstieg und Eselstieg vor. Die oberdevonischen Schichten gehören ihrer Lagerung nach zu dem System der älteren silurischen und devonischen Sedimente, welches von den Muldenschichten mit den Stieger Schichten an der Basis diskordant überlagert wird. Die Stellung der Stieger Schichten wird dadurch zwischen oberes Oberdevon (Cypridinenschiefer) und Culmkieselschiefer eingeengt. Es liegt nahe, in ihnen Äquivalente des Deckdiabases der Dillmulde zu erblicken. Da der Culmkieselschiefer einen verhältnismäßig hohen Horizont im Culm einnimmt, ist es ernstlich in Erwägung zu ziehen, die Stieger Schichten an die Basis der Culmformation zu setzen.

Tektonische Fragen. Transgressionen und Faltungsphasen

I. Die caledonische Gebirgsbildung

1. Die Transgression der Kalkgrauwacke (Unterkoblenzschichten)

Zu Beginn der Neuaufnahme des Unterharzes bereitete die Frage Schwierigkeit, in welchem Verbande der Kalkgrauwackenhorizont zu dem Silur steht, ob eine Transgression über diesem in Betracht kommt. Nachdem heute das Bild der Neuaufnahme sich abgerundet hat, unterliegt es keinem Zweifel, daß tatsächlich eine Transgression der Kalkgrauwacken über älteren Schichten im Unterharz festzustellen ist.

Ein schönes Beispiel für die diskordante Überlagerung silurischer Schichten bietet der Hasselfelder Silursattel (Fig. 2). Auf seinem Nordflügel liegt der Hohe Berg nordöstlich von Hasselfelde. Ein Fahrweg zeigt die Graptolithenschiefer des Ludlow in der Grabenböschung sehr schön aufgeschlossen. Die dunklen Schiefer enthalten häufig *Monograptus dubius*. Auf dem Silur lagert direkt die Kalkgrauwacke mit *Spirifer Hercyniae*, die einige Schritte aufwärts am Wegrande ansteht. Weiter nach Osten zu fällt die Kalkgrauwacke aus, und Plattenschiefer grenzen an einer Störung an das Silur. Auf dem Gegenflügel südlich und südwestlich vom Kahleberg sind die basalen Unterkoblenzschichten konglomeratisch ausgebildet. Grobe eckige Kieselschiefergerölle sind zu einem brecciösen Konglomerat verkittet. In den höheren Lagen des Unterdevons folgen dann die gewöhnlichen Grauwacken.

Einige hundert Meter südlich liegt ein kleiner Siluraufbruch mit Ludlow-Schiefern östlich und westlich der Oberförsterei Stiege. Die westliche Sattelendigung wird von Unterkoblenz-Schichten umgeben, die an einigen Stellen das Kieselschieferkonglomerat führen. Im Fortstreichen dieser Schichten liegt eine Kalklinse mit *Rhynchonella princeps* (Kalkbruch der Domäne Stiege). Diese Unterdevonschichten füh-

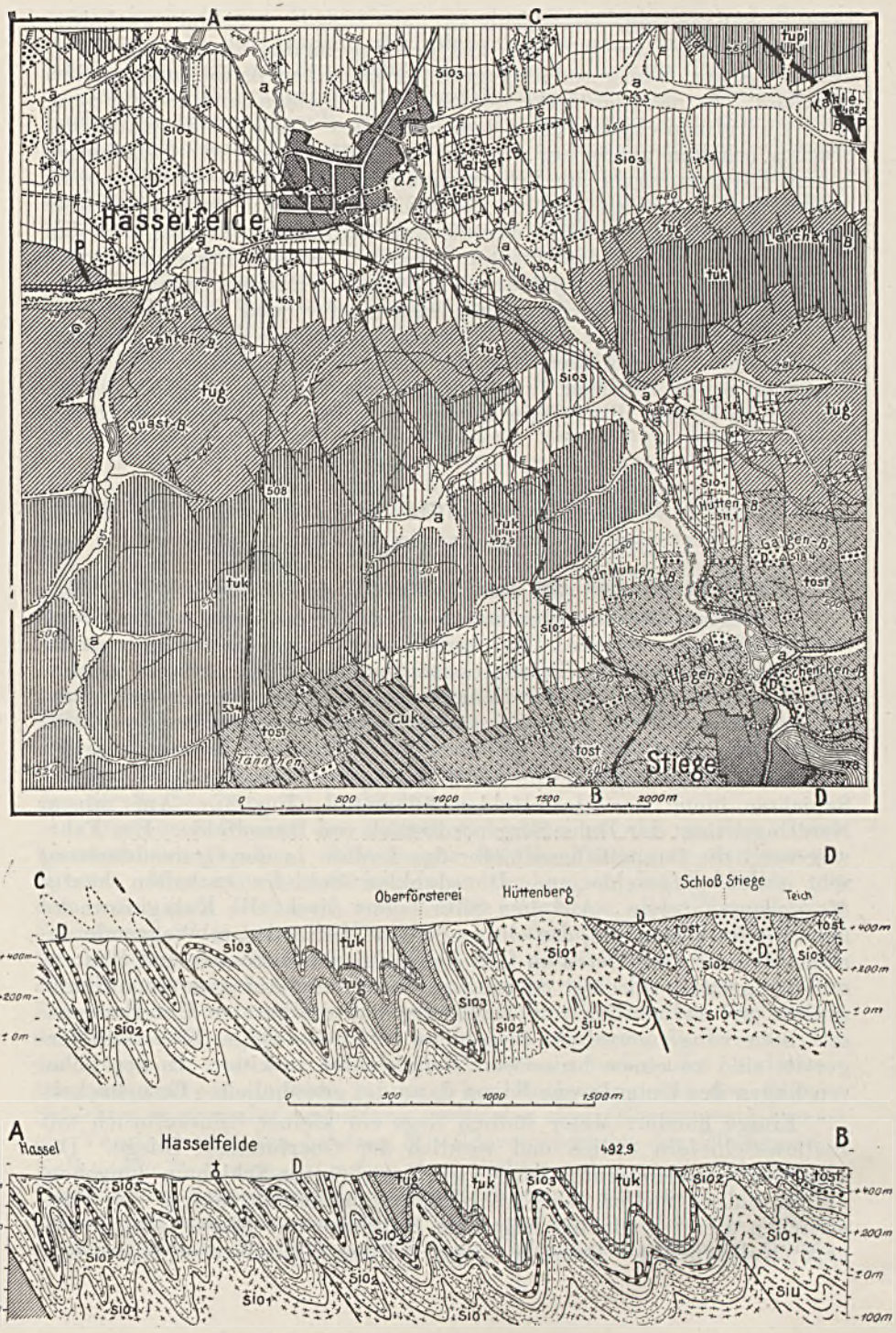


Fig. 2. Die Silursättel bei Hasselfelde und Stiege.

Zeichenerklärung zu Fig. 2

P = Porphyrgang	sio_3 = Oberes Obersilur mit Diabasen D
cuk = Culmkieselschiefer	sio_2 = Mittleres Obersilur
tost = Stieger Schichten mit Diabasen D	sio_1 = Unteres Obersilur
tuk = Oberkoblenzstufe, Hauptquarzit mit Basalkonglomerat	siu = Untersilur (nur in den Profilen)
tug = Unterkoblenzstufe m. Basalkonglomerat	

ren zu dem Nordflügel des Allröder Silursattels über, der zum größten Teile auch aus Ludlow-Schiefern aufgebaut ist. Bei Allrode selbst stellt sich noch ein jüngerer Grauwackenhorizont mit *Cardiola interrupta* ein. Die Unterkoblenzschichten gehen über beide Stufen hinweg und legen sich mit den örtlich entwickelten grobkonglomeratischen Grauwacken nordöstlich Allrode auf die Grauwackenzone, im Süden auf die Graptolithenschiefer. Die Kalkgrauwacke östlich Allrode liegt scheinbar nicht direkt an der Basis, die ähnlich wie am Scheerenstieg von einer tieferen Grauwacke eingenommen wird.

Im Selketal oberhalb Güntersberge liegt der Friedrichshöher Silursattel. Im Gegensatz zu den Sätteln von Hasselfelde und Allrode treten hier ältere Quarzit und Grauwacke führende Schiefer des Llandovery auf. Auf dem Südflügel werden die Sattelschichten ebenfalls von den Grauwacken der Unterkoblenzstufe überlagert, die bei Breitenstein Linsen typischen Hercynkalkes enthalten.

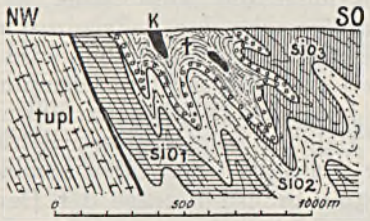


Fig. 3. Schematisches Profil durch die Devonmulde des Scheerenstiegs.

t = Devon mit basaler Kalkgrauwacke	sio_3 = Oberes Obersilur
K = Kalk	sio_2 = Mittleres Obersilur
tupl = Plattenschiefer	sio_1 = Unteres Obersilur

Auch im östlichen Unterharz bei Harzgerode konnte ich die Transgression der Unterkoblenzschichten feststellen. Das Silur nimmt dort großen Raum ein. Südöstlich vom Badeholze überlagert die Kalkgrauwacke Quarzite und Schiefer des mittleren Obersilurs, bei Harzgerode selbst die eigentlichen Graptolithenschiefer des jüngeren Obersilurs. Das schönste Beispiel für diese Transgression ist wohl die Umgegend des Scheerenstieges im Selketal (Fig. 3). Die Devonschichten bilden hier eine Mulde. An ihrer Basis liegen die Unterkoblenzschichten im Westen auf Quarziten des Llandovery, auf dem Gegenflügel der Mulde im Osten in einer Entfernung von nur 300 m jedoch auf Ludlow-Schiefern. Das ganze ist isoklinal gefaltet, so daß im Osten die fossilführenden Unterkoblenzgesteine im Steinbruch am IV. Friedrichshammer unter dem Graptolithenschiefer erscheinen.

Aus diesen Einzelbeobachtungen geht hervor, daß die Unterkoblenzschichten über den verschiedensten Silurhorizonten transgredieren. Bald lagern sie über den älteren Grauwacken und Quarziten, bald auf den jüngeren Graptolithenschiefern und Grauwacken. Es haben demnach beträchtliche Abtragungen vor Ablagerung der Unterkoblenzschichten stattgefunden. Dank der genauen Silurprofile können wir bestimmte Angaben über das Ausmaß dieser Abtragungen machen. Die Mächtigkeiten des Silurs, über das ich mich an anderer Stelle des längeren verbreiten werde, sind in runden Zahlen kurz folgende:

Obersilur	oberes	obere Grauwackenzone	100 m
		Schieferzone	200 »
	mittleres	obere Quarzitzone	200 »
	unteres	untere Quarzitzone	100 »
		untere Grauwackenzone	100 »

Eine gewisse Abtragung ist daher schon überall da anzunehmen, wo die Kalkgrauwacke über der Schieferzone des Ludlow transgrediert, da hier die jüngere Grauwackenzone nicht mehr vorhanden ist. Nur an wenigen Stellen ist diese von der Abtragung verschont geblieben, z. B. bei Allrode, Lindenberg und der Ziegeleigrube Harzgerode. Daneben muß es dahingestellt bleiben, inwieweit etwa noch jüngere Schichten des Silurs, höheres Ludlow oder Downton, im Harz ursprünglich zur Ablagerung gelangten. Beträchtlicher wird schon das Ausmaß der Denudation unter der Diskordanz südwestlich von Harzgerode, wo die Kalkgrauwacke des Badeholzes neben mittleres Obersilur tritt. Das Höchstmaß der Abtragung wird am Friedrichshöher Silursattel erreicht, wo auch das mittlere Obersilur zusammen mit den jüngeren Schichten, insgesamt wenigstens 500 m Sediment, der Denudation zum Opfer fielen. Zu demselben Betrage kommen wir auf dem Westflügel der Scheerenstieger Devonmulde.

Die verhältnismäßig großen Beträge der Denudation vor Ablagerung der Unterkoblenzschichten lassen sich nur durch vorangegangene stärkere tektonische Bewegungen erklären. Zeitlich entsprechen diese Vorgänge der caledonischen Gebirgsbildung des nördlichen Europas. Ihre Einwirkung in Mitteleuropa ist in letzter Zeit in immer größerem Umfange erkannt worden. Die Spuren der caledonischen Faltung sind naturgemäß durch die nachfolgenden tektonischen Ereignisse stark verwischt und nicht immer so leicht feststellbar wie im Harz. Hier liegen die Verhältnisse so, daß die jüngeren gebirgsbildenden Vorgänge posthum zu den caledonischen erfolgt sind. So können wir oft auf weite Strecken im Streichen die Überlagerung eines Silurhorizontes durch die Unterkoblenzschichten beobachten. Die Faltung macht sich nur durch die vorhandene große paläontologische Lücke und durch das oft auftretende Basalkonglomerat bemerkbar. Selbst in der Morphologie deuten sich diese Verhältnisse häufig klar an. Der Hasselfelder und der Allröder Silursattel bestehen aus den milden, wenig widerstandsfähigen Graptolithenschiefern des Ludlow. Diese bilden flache Senken auf der Hochfläche des Unterharzes, deren morphologischer Muldencharakter nur durch mehrfach hindurchziehende Dia-

basrücken beeinträchtigt wird. Die Grauwacken des transgredierenden Unterdevons bilden demgegenüber rings um die Niederungen der Silursättel Höhenrücken, so daß das Bild des geologischen Baues unserem Auge in übersichtlicher Weise auf weite Erstreckung klar entgegentritt. Viel weniger übersichtlich werden die Verhältnisse natürlich da, wo die klastischen Gesteine des älteren Obersilurs von ebensolchen des Unterdevons überlagert werden.

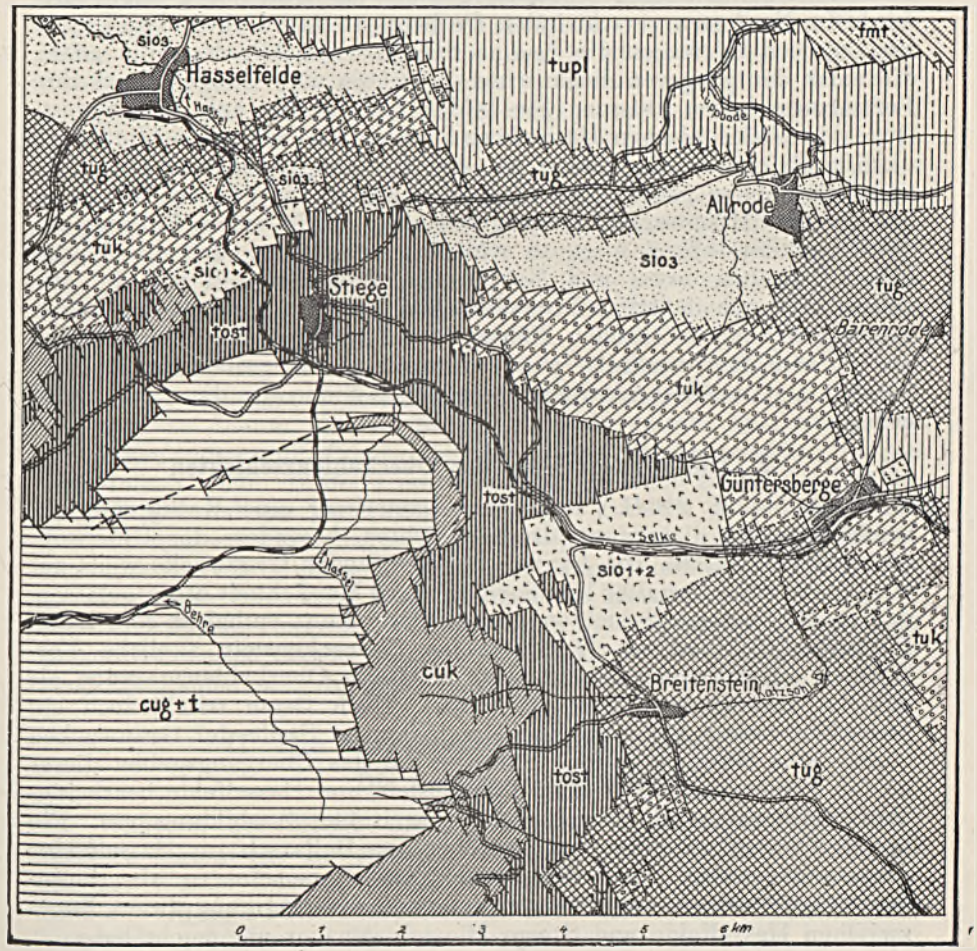


Fig. 4. Skizze der Silursättel und Transgressionen im Bereiche des Blattes Hasselfelde.

cug+t	= Culmgrauwacke und -tonschiefer	tug	= Unterkoblenzstufe
cuk	= Culmkieselschiefer	tupl	= Tanner Grauwacke u. Plattenschiefer
tost	= Stieger Schichten	sio_3	= Oberes Obersilur
tmt	= Wissenbacher Schiefer	sio_{1+2}	= Unteres und mittleres Obersilur
tuk	= Oberkoblenzstufe, Hauptquarzit		

Im obersten Selketal zwischen Hasselfelde und Güntersberge läßt sich das caledonische Bild der Sättel und Mulden einigermaßen rekonstruieren. Von Nordwesten nach Südosten durchqueren wir hier unter dem transgredierenden Unterdevon 2 Mulden und 2 Sättel (s. Fig. 4). Der Hasselfelder Silursattel gehört zu einer caledonischen Mulde, der nach Südosten zu die gleichalten Schiefer bei der Oberförsterei Stiege ebenfalls angehören. Hieran schließt eine Sattelzone, die durch das ältere Obersilur vom Niederen Mühlenberg und vom Hüttenberg angedeutet wird. Im Nordosten verschwinden die heutigen Sättel unter dem Devon. Im Luppbodetal folgen die Ludlow-Schiefer des Allröder Silursattels, die unter den jüngeren devonischen Schichten über Stiege hinaus ihre Fortsetzung haben müssen. Sie bilden eine Mulde auf dem Südostflügel des caledonischen Hüttenberg-Sattels. Im Selketal schließt sich dann noch ein zweiter Sattel an, der aus den Llandovery-Quarziten und Grauwacken gebildet wird. Da das heutige System der Tektonik, das in der Hauptsache ein Ergebnis der varistischen Faltung ist, denselben Richtungen folgt, so schließen wir daraus, daß die Anlage der varistischen Sättel und Mulden bereits caledonisch ist. Im einzelnen läßt sich natürlich feststellen, daß manche caledonische Sattelzonen bei den varistischen Phasen durch andere zu ihnen parallel angeordnete Störungslinien abgelöst werden. Im großen und ganzen ist aber die varistische Faltung im gleichen Sinne wie die caledonische erfolgt.

2. Die Transgression der Oberkoblenzschichten

Bode (4, S. 210ff.) stellte bei Lauterberg eine Kalkgeröllgrauwacke fest, die diskordant ältere Schichten, besonders der Unterkoblenzstufe überlagert. Die Fauna der betreffenden Grauwacke weist auf ein jüngeres Koblenzalter hin, doch wird die Möglichkeit offen gelassen, daß in den tiefsten Schichten noch Unterkoblenz enthalten sein kann. Schriel (18) fand am Ruxbruch bei Benneckenstein ähnliche Verhältnisse. Hier wie bei Lauterberg sind die Oberkoblenzgesteine als Schiefer und Grauwacken ausgebildet. Nach Osten tritt jedoch ein bemerkenswerter Facieswechsel ein, indem an Stelle der Grauwacken quarzitische Gesteine treten. Schriel hat das Übergangsgebiet dieser beiden Faciesgebiete zwischen Trautenstein und Hasselfelde bearbeitet. Von Trautenstein ab herrscht die quarzitische Ausbildung vor. Ein breiter Quarzitzug zieht von dort über den Bullarsch zur Hasselfelder Stadtforst hinüber. Auf den alten Karten erscheint es als Hauptquarzit. Besonderes Interesse verdient nun die Endigung dieses Zuges zwischen Hasselfelde und Stiege, die ich genauer untersucht habe.

Südlich der Stadt Hasselfelde wird, wie schon erwähnt, das Silur von den Grauwacken der Unterkoblenzstufe überlagert. Auf der Höhe der Hochfläche folgen darüber die Quarzite der Oberkoblenzschichten, die von Trautenstein herüberstreichen (Fig. 2). An ihrer Basis liegt ein grobes Konglomerat mit quarzitischem Bindemittel. Auf dem jenseitigen südlichen Hange des schmalen Rückens findet sich das Konglomerat wieder, das sich ganz um den Bergrücken unterhalb der

Quarzite herumzieht. Während es aber im Norden auf den Unterkoblenzgesteinen lagert, folgen unter ihm im Süden Graptolithenschiefer des Ludlow. Bei der Ausschachtung für einen Mast der Überlandleitung fand ich eine entsprechende Graptolithenfauna, nämlich *Monograptus dubius* Suess, *Mon. bohemicus* Barr. und *Gothogrophus spinosus* Wood. Auch über dem Südflügel dieses kleinen Silursattels transgredieren die Quarzitschichten mit dem Konglomerat an der Basis, daß sich durch Lesesteine auf den Äckern überall feststellen läßt. Im Gegensatz zu den dicht benachbarten, kaum 1 km entfernten Hasselfelder Silursattel transgredieren hier auf beiden Sattelflügeln jüngere Koblenzschichten. Die älteren Koblenzschichten müssen in dem Zwischenraum zwischen den beiden Sätteln unter den Quarzitschichten auskeilen. Dieses Auskeilen ist natürlich kein ursprüngliches, sondern wie bei Lauterberg und am Ruxbruch durch tektonische Bewegungen bedingt. Es handelt sich hier offenbar um Nachklänge der Faltungsvorgänge, die vor Ablagerung der Unterkoblenzschichten stattfanden. Die Heraushebung erfolgte zwischen Stiege und Hasselfelde entlang dem caledonischen Hütterberg-Sattel, der in seiner wesentlichen Hälfte weiter emporgepreßt wurde. Dabei wurde die Decke der überlagernden Unterkoblenzgesteine denudiert. Blöcke eines quarzitischen Konglomerats, die in der Sattelzone am Niederen Mühlenberge auftreten, sind vielleicht als Reste der hier einst transgredierenden Quarzitschichten zu deuten. Da in diesem Falle devonische Quarzite solche silurischen Alters überlagern, ist die Grenzziehung zwischen beiden nicht immer leicht. In der Umrandung der östlichen Hälfte des Hüttenberg-Sattels sind die Unterkoblenzschichten erhalten geblieben, so daß dort anscheinend die jüngeren Bewegungen nicht so stark wirkten. Der hier in die Unterkoblenzgesteine eingemuldete Quarzitzug des Lerchenberges führt aber auch quarzitische Konglomerate.

Im östlichen Unterharz hat sich diese Störungsphase bislang nicht sicher nachweisen lassen. Immerhin habe ich in der Harzgeröder Gegend Konglomerate gefunden, die vielleicht hierher gehören.

II. Die varistische Gebirgsbildung

1. Die bretonische Faltung

Während des Mittel- und Oberdevons scheinen im Unterharze stärkere tektonische Bewegungen nicht stattgefunden zu haben. Erst mit der Wende Devon-Culm machen sich wieder Anzeichen orogenetischer Vorgänge bemerkbar, die auf den Beginn der varistischen Gebirgsbildung hindeuten. Mehrere Phasen lassen sich für sie im Unterharz feststellen. Die erste geht aus der Transgression der zu der Südharz- und der Selkemulde gehörigen Schichten über verschiedenen älteren Horizonten hervor. Bei der Besprechung der stratigraphischen Stellung der Stieger Schichten wurde schon auf die symmetrische Anordnung dieser Muldenschichten hingewiesen, die das System der älteren silurischen und devonischen Sedimente diskordant überlagern. Mit Stille bezeichnen wir die hierdurch zum Ausdruck kommenden

orogenetischen Vorgänge an der Wende Devon-Culm als die »bretonische Faltung«. Im Unterharz zerfällt sie in zwei zeitlich getrennte Phasen, deren erste durch die Transgression der Stieger Schichten und deren zweite durch die Transgression des Culmkieselschiefers angezeigt wird.

a) Die Transgression der Stieger Schichten

Westlich von Stiege überlagern die Stieger Schichten in den Hasselfelder Tännichen die Quarzite der Oberkoblenzstufe (Fig. 4). Nordwestlich von Stiege greifen sie auf die Quarzite des älteren Obersilurs über, weiterhin in ihrem bogenförmigen Verlauf im Scheitel der Südharzmulde über Unterkoblenzschichten und Graptolithenschiefer des Ludlow. Im Forstort Neue Hagen östlich von Stiege stellen sich wieder Oberkoblenzquarzite in ihrem Liegenden ein. Auf der Schanze im obersten Selketal bilden die Stieger Schichten eine Mulde, deren Nordflügel Oberkoblenzquarzit, deren Südflügel aber altes Obersilur überlagert. Hier an dem Friedrichshöher Silursattel beobachten wir überall auf dem Nordflügel des Sattels die Transgression der Stieger Schichten, unter denen auch im Westen der Sattel untertaucht. Östlich von Friedrichshöhe in den Forstorten Mordtäler und Große Langeleich liegt inmitten des Silurs eine Partie typischer Stieger Schichten mit Diabasen, die als Reste der transgredierenden Decke mit dem Silur eng verfaltet sind. Auch nördlich der Schweinshöfe sind an der Hohen Straße solche Reste der Stieger Schichten über dem Silur zu beobachten. In der Breitensteiner Gegend liegen sie wieder über unterdevonischen Grauwacken und Quarziten.

Dieser mannigfache Wechsel im Liegenden der Stieger Schichten läßt sich nur durch eine Transgression erklären, die vorangegangenen orogenetischen Bewegungen folgte. In der Stärke der Auswirkung war diese Phase der Gebirgsbildung offenbar bedeutender als die caledonischen Vorgänge. Im übrigen erfolgten die Bewegungen im gleichen Sinne wie die caledonischen, indem hier und da die alten Sättel weiter gehoben wurden. Der Hüttenberg-Sattel bei Stiege wurde besonders auf seinem Südflügel von neuem herausgepreßt, auf dem unmittelbar die Stieger Schichten transgredieren, während auf seinem Nordflügel noch unterdevonische Gesteine erhalten blieben. Auch am Friedrichshöher Sattel fanden weitere Hebungen statt, die den Sattel seiner devonischen Decke entkleideten, so daß ihn nunmehr die Stieger Schichten überlagern. Nur auf dem Südflügel ist das Unterdevon erhalten geblieben.

In der Umrandung der Selkemulde lassen sich ähnliche Verhältnisse beobachten, die indessen noch nicht näher untersucht sind. Auf weite Strecken überlagern die Stieger Schichten dort verschiedene Silurhorizonte, in der Gegend des Forstortes Holzmarke und am Siebersteinsteich südwestlich von Ballenstedt unterdevonische Schiefer und Kalke.

b) Die Transgression des Culmkieselschiefers

Eine weitere Diskordanz ist im Liegenden des Culmkieselschiefers vorhanden. In dem untersuchten Gebiet ist sie indessen nicht sonderlich stark und tritt an Bedeutung hinter der der Stieger Schichten zurück. Im allgemeinen überlagert der Kieselschiefer in dem Gebiete des Blattes Hasselfelde immer die Stieger Schichten, seltener ältere Horizonte. Bald treten unter ihm Diabase, bald Grauwacken, bald Schiefer der Stieger Schichten hervor. Nur in den Hasselfelder Tännichen greift er auf kurze Erstreckung auf dem Südflügel des Hüttenberg-Sattels auf die silurischen Quarzite über. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß auch jetzt die Hebung wieder an einer alten Sattellinie erfolgte. Der Friedrichshöher Silursattel wurde indessen bei dieser Phase der Gebirgsbildung nicht wesentlich beeinflußt, da über ihm die Stieger Schichten, soweit feststellbar, überall erhalten blieben. Aus diesen Verhältnissen ergibt sich, daß die erste Phase der bretonischen Faltung für diesen Teil des Unterharzes die vor dem Culmkieselschiefer an Stärke der Auswirkung überragt. Weiter im Westen scheint die Kieselschiefer-Phase nach den Untersuchungen Schriel's größere Bedeutung zu haben, wo bei Benneckenstein der Kieselschiefer mit größerer Fläche Silur bedeckt und verschiedenen Devonhorizonten auflagert.

2. Die varistische Hauptfaltung

Ihre endgültige Struktur erhielten die Schichten des älteren Palaeozoicums im Unterharz durch die Hauptphase der varistischen Gebirgsbildung, bei der nunmehr auch die Culmschichten vom Kieselschiefer an aufwärts in die Faltung einbezogen wurden. Ihr Alter läßt sich nur dahin bestimmen, daß sie jünger ist als die Culmgrauwacke und älter als die Ottweiler Schichten. Sie ist der bedeutendste orogenetische Vorgang im Harzgebirge und entspricht zeitlich wahrscheinlich der sudetischen Faltung Stille's. Auf sie geht die isoklinale Faltung der Harzschichten in der Hauptsache zurück. Dazu kommen an streichenden Störungen weite Überschiebungen. Die alten Sattellinien werden auch durch die sudetische Faltung weiter bevorzugt. Aus der Fülle der interessanten tektonischen Erscheinungen, die mit ihr zusammenhängen, will ich hier nur zwei Punkte besprechen, die Lagerungsverhältnisse am Scheitel und Ostrand der Südharzmulde und sodann die Tektonik im Silurgebiet südlich von Harzgerode.

a) Der Bau des Ostrandes der Südharzmulde

Von dem Nordwestrande der Südharzmulde beschreibt Schriel Abscherungsdecken, wobei unter anderen die Culmgrauwacke über die älteren Schichten wie Culmtonschiefer, Culmkieselschiefer und Stieger Schichten auf weite Erstreckung fortbewegt ist. Vollständig anders verhält sich der Gegenflügel der Mulde, wo weitere Verfrachtungen der Grauwacke nicht festzustellen sind. Das unterschiedliche Verhalten ist durch die isoklinale Faltung bedingt. Während bei glei-

chem südöstlichen Einfallen am Westrande der Mulde die normale Aufeinanderfolge der Schichten auch bei der Faltung zunächst erhalten blieb, indem die Stieger Schichten als ältestes unten liegen, und die Grauwacken als höchstes auftreten, finden wir im Osten die umgekehrten Verhältnisse. Die äußeren älteren Muldenschichten, die Stieger Schichten und der Culmkieselschiefer, liegen über den Kernschichten der Mulde, dem Culmtonschiefer und der Grauwacke. In der Nähe des Birkenkopfes am Südrande des Blattes Hasselfelde sind diese Lagerungsverhältnisse sehr gut zu beobachten (s. Fig. 5). Der

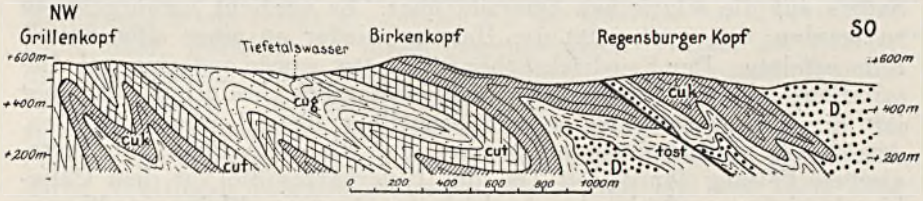


Fig. 5. Profil durch den Ostrand der Südharzmulde.

cug = Culmgrauwacke
cut = Culmtonschiefer
cuk = Culmkieselschiefer
tost = Stieger Schichten
D = Diabas

Touristenweg von Stiege und Birkenmoor zum Birkenkopf führt östlich vom Brandhai durch ein kleines Tal, das Tiefetalswasser. Auf der jenseitigen Talseite steigt der Weg zum Birkenkopf auf. Unten gleich rechts vom Wege ist ein Aufschluß in der Culmgrauwacke, dessen Bänke flach mit 10^0 nach Osten gegen den Berg einfallen. Etwas höher im Hange stellen sich die Tonschiefer ein, über denen mit steilem Anstieg die Kieselschiefer folgen. Auch diese zeigen eine vorherrschend flache Lagerung mit wechselnder Einfallsrichtung, ebenso die weiter folgenden Stieger Schichten. Etwas abwärts am Tiefetalswasser ist der Culmtonschiefer ausgewalzt, so daß die Grauwacke direkt an den Kieselschiefer stößt. Auch im Norden an der großen Harzhöhe ist der Tonschiefer nicht zu beobachten. Hier nach dem Scheitel der Mulde zu entwickeln sich allmählich Verhältnisse heraus, die zu den Abscherungsdecken im Westen überleiten. Südöstlich Stiege biegt der Kieselschieferzug mit scharfem Bogen aus der Nord-Süd- in die Ost-West-Richtung um. Gleichzeitig tritt er vom äußeren Rande der Mulde zurück und erscheint inmitten der Culmgrauwacken. Er ist dabei auf die ihm nördlich vorgelagerten Grauwacken überschoben, während die südlichen Grauwacken ihrerseits auf den Kieselschiefer überschoben sind. Südlich Stiege fällt der Kieselschiefer aus, und die Überschiebungen sind in der Grauwacke nicht feststellbar. Erst weiter südlich fand ich an den Pfauenköpfen einen kurzen Kieselschieferzug auf, der die Störung wieder anzeigt. Ihr Streichen ist jetzt nordöstlich geworden, d.h. in dem Zwischengebiet ist ihr Verlauf parallel zu dem Muldenrande anzunehmen. Im Südwesten gewinnen die Überschiebungen immer mehr an Ausmaß und stehen mit den von Schriel beschriebenen in Verbindung.

Die Überschiebungen sind aber nicht allein an den Kieselschiefer gebunden. Im eigentlichen Scheitel der Mulde bei Stiege fehlt der Kieselschiefer. Hier grenzen Stieger Schichten und Grauwacke unmittelbar aneinander. Die Grenze zwischen beiden hat einen bogenförmigen Verlauf, dem sich auch das Streichen der Schichten bis zu einem gewissen Grade anschließt. Das Fehlen des Kieselschiefers und des Tonschiefers kann hier nur so erklärt werden, daß beide bei der Faltung ausgewalzt wurden. Die Grauwacke selbst wurde dabei als starre Masse auf die Stieger Schichten aufgeschoben. Am Hirtenkopf geht diese Überschiebung in eine der Hauptüberschiebungen des Westrandes der Mulde über. An Ausmaß bleiben aber auch diese Überschiebungserscheinungen bei Stiege hinter denen im Westen zurück. Wichtig sind sie insofern, als sie von dem überkippten Ostrande der Mulde zu den Übergleitungen im Westen überleiten.

b) Die Lagerungsverhältnisse im Silurgebiet südlich von Harzgerode

Bei der Besprechung des Silurs im Gebiete des Hauptquarzits südlich Harzgerode erwähnte ich schon den Nachweis älteren Obersilurs. Eigenartig sind nun die Lagerungsverhältnisse dieser älteren Silurgesteine zu den jüngeren Graptolithenschiefern. Das Einfallen der Schichten ist hier verhältnismäßig sehr flach. So fallen z. B. im oberen Schiebeckstal die Schiefer mit nur 15°, am Panzerberg mit ungefähr 30° nach Südosten ein. Die Graptolithenschiefer des Ludlow stehen in den Tälern überall zu Tage. Mit gleichem Einfallen folgen darüber Quarzite und auf der Höhe selbst die Schiefer mit den Graptolithenfaunen des Llandovery. In dem Nebental südlich der Schiebecksköpfe fällt der Quarzit aus, und die Ludlow-Schiefer rücken direkt neben die Llandovery-Schichten, die hier mit 21° einfallen. Dieses flache Fallen der Schichten in so großer Verbreitung ist umso auffallender, als wir nur rd. 6 km von der Zone der intensivsten Faltung des Harzes, dem metamorphen Gebirge von Wippra, entfernt sind. Entweder handelt es sich in diesem großen Silurgebiet des Ostharzes um ein System äußerst flacher isoklinaler Falten, oder aber, was das Wahrscheinlichere ist, kommen zu diesem isoklinalen Bau Überschiebungen größeren Ausmaßes hinzu. Im einzelnen muß die ausführliche Untersuchung dieser verwickelten Tektonik der weiteren Kartierung vorbehalten bleiben.

Die jüngeren varistischen Vorgänge sollen hier nicht berücksichtigt werden.

Zusammenfassung der Ergebnisse

I. Das Silurprofil des Unterharzes ist ein einheitliches und besteht aus einer Wechselfolge klastischer und feinkörniger Sedimente, die das Obersilur vom Llandovery bis zum Ludlow umfassen. Der Hauptquarzit südlich Harzgerode gehört zum großen Teile zum tieferen Obersilur.

II. Das bis jetzt bekannte älteste Unterdevon des Harzes gehört

zu den Unterkoblenzschichten. An der Basis liegt der Horizont der Kalkgrauwacke mit rheinischer Fauna. Darauf folgt der Hercynkalk mit böhmischer Fauna. Die Gliederung der Hercynkalke ist die gleiche wie im Kellerwalde.

III. Der Plattenschiefer des Selketales ist wahrscheinlich älter als die Kalkgrauwacke der Unterkoblenzschichten.

IV. Unter der Bezeichnung Stieger Schichten wurde eine Schichtenfolge ausgeschieden, die diskordant den älteren silurischen und devonischen Sedimenten auflagert und die Reihe der Transgressionen, die mit der varistischen Gebirgsbildung zusammenhängen, einleitet. Die Stieger Schichten entsprechen dem Deckdiabas der Dillmulde und sind wahrscheinlich an die Basis des Culms zu setzen.

V. Die älteste nachweisbare Gebirgsbildung im älteren Palaeozoicum des Harzes ist die caledonische. Sie kommt zum Ausdruck durch die Transgression der Kalkgrauwacke. Die Transgression der Oberkoblenzschichten deutet Nachklänge der ersten Bewegung an.

VI. Die varistische Gebirgsbildung zergliedert sich im Harz in mehrere zeitlich getrennte Vorgänge. Die ersten feststellbaren Bewegungen gehören der bretonischen Faltung an, die ihrerseits in zwei Phasen verlief, die durch die Transgressionen der Stieger Schichten und des Culmkieselschiefers zum Ausdruck kommen. Die varistische Hauptfaltung ist im Harz zeitlich nicht genau festlegbar.

Der Ostrand der Südharzmulde ist überkippt. Erst im Scheitel der Mulde stellen sich Überschiebungen ein, die zu den Abscherungsdecken am Westrande überleiten. Die flache Lagerung der Silurschichten bei Harzgerode deutet auf weit verbreitete Überschiebungen in diesem Teile des Harzes hin.

Literaturverzeichnis

1. Ahlburg, J. Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons usw. Dies. Jahrb. f. 1919, I.
2. Beushausen, Denckmann, Koch, Neue Beobachtungen aus dem Unterharz. Dies. Jahrb. f. 1895, S. 127.
3. Beyrich, Über Fossilien, die von den Herren Heine und Stein im Krebsbachtal bei Mägdesprung gefunden wurden. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1866, M.-B., S. 16.
4. Bode, A., Über das Hercyn und rheinische Unterdevon des Harzes, besonders der Gegend von Bad Lauterberg. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 187.
5. Dahlgrün, Über Graptolithen führende Schichten im Unterharz. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1922, M.-B., S. 316 und ausführlich dies. Jahrb. f. 1922, S. 169.
6. Denckmann, A., Bericht über die wissenschaftlichen Resultate seiner Aufnahmen im Sommer 1895. Dies. Jahrb. f. 1895, S. XXXIX.
7. —, Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 34.
8. —, Über Lossen's Kalkgrauwackenzone (γ in h2) im Selkegebiete des Blattes Harzgerode und einiger Nachbargegenden. Dies Jahrb. f. 1915, I, S. 249.
9. —, und Siegert, L., Begehungen zur Aufklärung der Stratigraphie des Unterharzes im Sommer 1916. Dies. Jahrb. f. 1918, I, S. 232.
10. Drevermann, F., Bemerkungen zu den neueren Arbeiten über das Hercyn des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Rundsch. 1915.
11. Fliegel, G., Über die geologische Neuaufnahme des Harzes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1922, M.-B., S. 308.

12. Fuchs, A., Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. I. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 79.
13. Herrmann, F., Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L. Dies. Jahrb. f. 1912, I.
14. Kayser, E., Die Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Abh. z. Geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. II, Heft 4.
15. —, Die Fauna des Hauptquarzits usw. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 1.
16. Koch, M., Über die Umdeutung der geologischen Verhältnisse des Unterharzes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1898, M.-B., S. 21.
17. Lepsius, R., Geologie von Deutschland, Bd. II.
18. Schriel, W., Transgressionen und Gebirgsbildungen im älteren Palaeozoicum des südlichen Mittelharzes. Dies. Jahrb. f. 1924.

Beitrag zur Kenntnis der Trias von Helgoland

Von Herrn **Ernst Naumann** in Berlin

Im Juli 1924 hatte ich Gelegenheit im Auftrage der Preußischen Geologischen Landesanstalt die Trias der Insel Helgoland, besonders den Buntsandstein zu untersuchen und, obwohl ich nur 10 Tage auf der Insel weilte und nur bei Niedrigwasser und ungünstigem Westwind stundenweise Untersuchungen anstellen konnte, so konnte ich doch einige Beobachtungen machen, die für die Kenntnis der geologischen Verhältnisse Helgolands nicht ohne Bedeutung sind und deshalb hier kurz mitgeteilt werden sollen.

Buntsandstein

Die Schichtenreihe des Buntsandsteins der Insel Helgoland ist von den verschiedenen Autoren abweichend gedeutet worden, was hauptsächlich darin seinen Grund hatte, daß außer der von MEYN gefundenen, jetzt im Hamburger Staatsinstitut für Geologie befindlichen Saurierrippe, die dem oberen Schichtensystem entstammte und dem von W. WOLFF 1910 am Predigtstuhl gefundenen prachtvollen Saurierschädel, dem *Capitosaurus Helgolandiae* SCHRÖDER bisher keine Fossilien in den Gesteinen der Insel gefunden worden sind. So deutete DAMES das untere, braunrote System als Zechstein[1]), während WOLFF und PRATJE das untere System zum Mittleren, das obere zum Oberen Buntsandstein stellen wollten. Dagegen will v. LINSTOW 1919 das untere System beim Zechstein belassen und das obere zum Unteren Buntsandstein stellen. Die Beschaffenheit der beiden Systeme sei hier nach den eigenen Beobachtungen des Verfassers kurz geschildert.

Das untere, braunrote System bildet auf der ganzen Südwestküste vom Südhorn bis zum Nordhorn die untersten Schichten der Steilwände und den größten Teil der Abrasionsterrasse vor der Insel. Dieses untere System besteht aus einer nach PRATJE[2]) etwa 80 m mächtigen Folge von braunroten, feinkörnigen, z. T. mittelkörnigen, kalkhaltigen Sandsteinen und sehr untergeordnet auch aus sandigen,

[1]) Für das Vorkommen von Zechstein über Tage oder am Meeresboden sind nach meinen Beobachtungen auf Helgoland keine Anzeichen vorhanden.

[2]) PRATJE, Geologischer Führer für Helgoland usw. Berlin 1923. Daselbst auch die Literatur über die Insel.

z. T. glimmerführenden Tongesteinen, die jedoch nirgends dünnschiefrig, sondern immer mehr dickplattig oder massig sind; das bei weitem vorherrschende Gestein dieser Schichtenfolge sind jedenfalls die Sandsteine. In mehreren, meist nicht über $^1/_2$ m starken Lagen sind diesen braunroten Schichten einige grob- bis mittelkörnige, weiße, selten etwas rötliche, mürbe Sandsteine eingeschaltet, deren Gestein sich mit dem Finger zerreiben läßt und von den Helgoländern »Katersand« genannt wird; doch haben auch die braunroten Sandsteine z. T. diese mürbe Beschaffenheit. Auf einer Bootsfahrt am 10. Juli, die mir durch das Entgegenkommen der Direktion der Staatlichen Biologischen Anstalt ermöglicht wurde, konnten an drei Stellen Proben des anstehenden Gesteins mit einem großen Meisel vom Meeresboden losgeschlagen werden. Das Ergebnis war überall Mittlerer Buntsandstein: Station I: ca. 150 m südwestlich vom Ende der Schutzmauer am Flaggenberg Slapp: feinkörniger, etwas glimmerführender, hellbraunroter Sandstein und hellgrauer bis weißlicher, mürber, mittel- bis feinkörniger Sandstein (»Katersand«). Station II: ca. 110 m südwestlich vom Felsen »Lange Anna« oder »Hengst«: hellbraunroter, feinkörniger, z. T. glimmerreicher Sandstein. Station III: ca. 150 m südwestlich Hoyshorn: hellbraunroter, feinkörniger, z. T. glimmerführender Sandstein, z. T. grauer »Katersand«. Von besonderer Bedeutung sind nun die von mir am Baakhorn aufgefundenen Fossilien. Dieselben wurden zwar einer großen Absturzmasse entnommen, es ist aber ganz sicher, daß sie sämtlich den obersten Schichten (hier etwa 10 m anstehend) des unteren braunroten Schichtensystems der Felswand des Baakhorns entstammen, wenn auch eine genauere Angabe nicht möglich ist. Die von mir hier gefundenen Fossilien sind:

Gervillia Murchisoni Gein., ein sehr gut erhaltener Steinkern und zwei undeutliche, anscheinend verdrückte Steinkerne, die sehr wahrscheinlich derselben Art angehören.

Estheria Albertii Voltz, ein Exemplar mit feiner, konzentrischer Streifung.

Auf einigen Sandsteinplatten fanden sich ferner (z. B. am Hoyshorn) zahlreiche, aber undeutliche Abdrücke, die man vielleicht als Estherien deuten darf. Ferner zeigte auf einer solchen Platte von rotem Sandstein die tonige Oberfläche kleine, etwa 1 cm lange Fährtenabdrücke mit zwei langen, schmalen, etwas gekrümmten, und zwei kurzen, gekrümmten Zehen, ähnlich etwa dem, was H. B. Geinitz aus dem Rotliegenden als *Saurichnites salamandroides* abgebildet hat.

Von diesen Fossilfunden ist der von *Estheria Albertii* Voltz weniger wichtig, da dieses Fossil auch im Unteren Buntsandstein vorkommt und im Mittleren keinen bestimmten Horizont einnimmt. Sein Vorkommen beweist nur, daß die braunroten Schichten nicht dem Zechstein, sondern dem Buntsandstein angehören, läßt aber die Frage, ob dem Mittleren oder Unteren offen. Dagegen ist das Vorkommen von *Gervillia Murchisoni* Gein. ein Beweis, daß das untere braunrote System von Helgoland dem Mitt-

leren Buntsandstein angehört. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir die obersten Lagen des braunroten, unteren Systems von Helgoland den Oberen Gervillienschichten Mitteldeutschlands ungefähr gleichstellen. Auch die petrographische Ausbildung der Fundschicht als braunrote, feinkörnige Sandsteine hat eine gewisse Ähnlichkeit mit derjenigen der Gesteine mancher mitteldeutschen Gervillienhorizonte.

Des weiteren würde aber aus der Einordnung dieser braunroten Schichten in die Gervillienschichten folgen, daß die gesamte obere, bisher als Oberer Buntsandstein bezeichnete Schichtenfolge der Insel von rund 116 m Mächtigkeit ebenfalls noch dem Mittleren Buntsandstein zuzurechnen ist. Hierfür spricht auch die häufige Wiederkehr kalkhaltiger, hellgraugrüner bis weißlicher dünner Sandsteinlagen in dem hellroten Inselgestein des sogenannten Röts.

Zwischen dem braunroten, unteren System und dem oberen System, d. h. der bisher als Röt bezeichneten Gesteinsfolge liegt jene 4 m mächtige Zone von weißlichen, grünlichen und violetten Kalksandsteinen, in denen Wolff am Predigtstuhl den *Capitosaurus Helgolandiae* fand. Eine eingehende Untersuchung dieses Horizontes am Predigtstuhl und in dessen Umgebung hat leider keine weitere Fossilausbeute ergeben und auch nicht einen Knochenrest zutage gefördert, obwohl die Schichten gut aufgeschlossen waren. Wegen seiner sandigen Beschaffenheit wird dieser Horizont wohl am besten noch mit zum unteren System gerechnet.

Das obere, bunte Schichtensystem von Helgoland besteht ganz vorwiegend aus ziegelroten, ziemlich massigen Mergeln, die keine deutliche Schichtung erkennen lassen; diese wird vielmehr erst durch die eingelagerten, dünnen Sandsteinbänkchen erkennbar. Die ziegelroten Mergel brechen muschlig und enthalten, z. T. fein verteilten Glimmer und einzelne Sandkörner; hellgraugrüne Punkte und Flecke sind häufig, ebenso kleine Drusen, mit Kalkspat oder Kupfermineralien ausgefüllt, letztere besonders in den unteren Lagen. Außer den ziegelroten Mergeln treten untergeordnet auch weinrote und graue Mergel auf. Die weinroten sind von meist sandigen, etwas glimmerhaltigen Netzleisten oder Adern durchsetzt, z. T. auch von brecciöser Beschaffenheit. Auch die grauen, z. T. steinmergelartigen Mergel sind meist etwas sandig und führen wenig fein verteilten Glimmer. Besonders wichtig sind die sandigen Einlagerungen, die allgemein verbreitet meist von grau-weißlicher Farbe, seltener rötlich sind. Eine solche hellgraue Kalksandsteinbank (8 cm mächtig) mit einem Stich ins Rötliche aus der Steilwand dicht über dem Elektrizitätswerk zeigt z. B. sehr feine, nur im verwitterten Gestein erkennbare Schichtung. Aus der Steilwand über dem Hafenwächterhaus entnahm ich einen Kalksandstein von hellrötlichgrauer Farbe mit Netzleisten, deren Zwischenräume von grauem Ton erfüllt sind. Aus der Steilwand über der Drehscheibe westlich vom

Warmbadehaus stammt ein grauer bis hellrötlicher Kalksandstein, der Netzleisten bildet, deren Zwischenräume mit grauem und rötlichem Mergelton ausgefüllt sind. Hinter dem Krankenhaus steht zu unterst in der Steilwand ein hellbraunroter, mittel- bis grobkörniger, kalkhaltiger Sandstein an. Neben dem an der Steilwand über dem Unterland zum Oberland hinaufführenden Fußsteig fand ich weinrote, etwas brecciöse Mergel und rote, feinkörnige, graustreifige, etwas glimmerhaltige Sandsteine anstehen. Weder in den Mergeln noch in der Mehrzahl der Kalksandsteinbänkchen konnte ich bisher irgendwelche Fossilien finden; nur in einer grauen Kalksandsteinbank, die am Nordoststrand etwa 10 m vom Felsen ab auf der Abrasionsterrasse ansteht (etwa 460 Schritte nordwestlich vom Nordrande der roten Stützmauer am Kordberg) fand ich zahlreiche Fischschuppen. Es scheint also, daß in diesen oberen Schichten des Mittleren Buntsandsteins Fischreste eine Rolle spielen. Irgendwelche Fossilien, die mit Bestimmtheit für Röt sprächen sind also im oberen System von Helgoland nicht gefunden und die petrographische Beschaffenheit weicht von dem, was man sonst in Norddeutschland Röt nennt, so stark ab, daß man m. E. die Deutung als Oberer Buntsandstein ablehnen muß. Nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung von Herrn Dr. Ernst in Hamburg stellt auch er diese Schichtenfolge aus petrographischen Gründen in den Mittleren Buntsandstein. Besonders die Beschaffenheit der Sandsteineinlagerungen und ihre häufige Wiederholung durch die ganze Schichtenfolge hindurch ist durchaus ein Grund für die Einordnung in den Mittleren Buntsandstein. Wir haben hier demnach eine tonige Facies des obersten Mittleren Buntsandsteins vor uns, die etwa den tonigen Zwischenschichten und dem Bausandstein des nördlichen Mitteldeutschlands entsprechen dürfte.

Der Obere Buntsandstein

Zum Oberen Buntsandstein sind bei Helgoland die Schichten zu rechnen, die im Nordhafen zwischen dem Mittleren Buntsandstein der Insel und dem Muschelkalk des Witt-Kliff-Brunnens submarin die Verbindung herstellen. Nach unserer Umdeutung des oberen Systems der Insel in Mittleren Buntsandstein liegt kein Grund mehr vor zwischen jenen beiden Lokalitäten einen größeren Verwurf anzunehmen, wie dies Pratje tat, sondern wir haben es mit einer konkordanten Auflagerung von nordöstlich fallendem Muschelkalk auf Oberem und von diesem auf Mittlerem Buntsandstein zu tun.

Wie W. Wolff und Pratje schon festgestellt haben, kommen im Untergrund des Nordhafens rote Mergel mit knolligem Gips, sowie mit Steinsalzpseudomorphosen vor. Auch Ernst hat am Grunde des Nordhafens bunte Mergel mit Lagen von schuppig-körnigem Gips und Fasergips festgestellt, sowie dünne Bänkchen sandig-schiefriger Letten mit Steinsalzpseudomorphosen. Der Zuteilung des Inselgesteins zum Röt würde auch der Umstand widersprechen, daß bei dieser Annahme die Mächtigkeit des Röts eine viel zu große sein würde.

Unter den zahlreichen von mir am Nordoststrand und auf der Düne gesammelten Geschieben befindet sich kein zweifelsfreier Rötdolomit[1]), wenigstens waren leitende Rötversteinerungen, besonders *Myophoria costata* nicht nachweisbar. Auch im Nordseemuseum auf Helgoland liegt ein Stück bunter Mergel mit knolligem Gips, 1909 im Torpedohafen gebaggert, das dem Röt angehört und ebenda wurde seinerzeit Gips herausgebaggert, wovon der Taucher Heider in Helgoland noch ein großes Stück Fasergips besitzt, das wohl dem Röt angehören dürfte.

Es erscheint demnach gesichert, daß der Obere Buntsandstein im Untergrunde des Nordhafens und teilweise auch des Südhafens ansteht und daß er zumeist ohne Störung dem Mittleren Buntsandstein auflagert und den Muschelkalk unterlagert.

Muschelkalk

Bei dem herrschenden Westwind war es mir nicht möglich die Muschelkalkklippen eingehender zu untersuchen. Eine Bootsfahrt nach diesen Klippen am 7. Juli förderte aus 2 m Tiefe einen sandigen, hellgrauen Kalkstein und den darunter liegenden Wellenkalk zutage. Das Fallen ist ca. 20°, das Streichen hora 10. Auf der Düne und am Nordoststrand gesammelte Geschiebe gehören meist dem Muschelkalk an und zwar sind dessen drei Abteilungen vertreten.

---

[1]) Ein grauer Lumachellenkalk mit schwarzen und braunen Fischschuppen und zahllosen Steinkernen von *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *nuculiformis* Zkr. erinnert zwar sehr an einen Rötdolomit, eine graue Muschelbreccie, die E. Zimmermann I in der Tiefbohrung Sperenberg IX bei 272 m Tiefe im mittleren Röt antraf, doch führt dies Gestein dort *Pleuromya* sp. und öfter *Myophoria costata*.

Das Untercarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet

Von Herrn **Wilhelm Kegel** in Berlin

Mit 3 Abbildungen

Die Gießener Grauwacke

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges besitzt im Flußgebiet der Lahn keine Gesteinsfolge eine annähernd so weite Oberflächenverbreitung wie die Gießener Grauwacke. Seit längerer Zeit (v. DECHEN (11), S. 223ff.) wird sie als Flözleeres angesprochen. Dieser Auffassung sind bis in die jüngste Zeit die Geologen gefolgt (KAYSER (18) und AHLBURG (4)), wenn auch an deren Richtigkeit mitunter Zweifel auftauchten. Die Gründe sind folgende:

PARKINSON (25) vertrat den Standpunkt, daß alle Gesteine, die höher liegen als Schichten mit Visé-Versteinerungen, dem Obercarbon zuzuweisen seien. Demgemäß verfuhr er beispielsweise mit den im Hangenden des bekannten Fundpunktes von Königsberg bei Gießen gelegenen Grauwackenbänken und weiter mit allen »Oberculm-Grauwacken« des Hessischen Hinterlandes und anderer Gegenden. Für die transgredierende Gießener Grauwacke schien diese Altersfestsetzung ohne weiteres gesichert. HÜFFNER (13) hat sich bereits gegen dieses Schema PARKINSON's ausgesprochen. Er war geneigt, das obercarbonische Alter nur jener Grauwackenmassen gelten zu lassen, die deutlich ungleichförmige Auflagerung darboten.

KAYSER (19, S. 282) spricht sich neuerdings dahin aus, daß die Hauptmasse der Culmgrauwacken von Visé-Alter sei, daß es aber dahingestellt bleiben müsse, ob diese Grauwacken etwa noch ins Obercarbon fortsetzten. Die Gießener Grauwacke, deren große Ähnlichkeit mit der Culmgrauwacke er übrigens betont, wird dem Flözleeren des Ruhrgebietes gleichgestellt.

Auf den in der letzten Zeit erschienenen geologischen Karten ist die Gießener Grauwacke stets als Obercarbon dargestellt worden, so von KAYSER auf den Blättern Marburg und Niederwalgern. In der Regel herrscht hier übergreifende Lagerung, doch beschreibt KAYSER (18a, S. 23) auch ein Profil vom Nordabhang des Wollenbergs, in dem Culmkieselschiefer vom Posidonienschiefer und weiter von der Gieße-

ner Grauwacke überlagert wird. Der naheliegende Vergleich mit Culmgrauwacken wird nicht gezogen, vielmehr wegen der andernorts festgestellten übergreifenden Lagerung der Gießener Grauwacke eine solche auch in diesem Profil angenommen.

Der geschilderten Altersauffassung der Gießener Grauwacke schließen sich Schottler (32) und Ahlburg (4) an. Dieser betont (4a, S. 34), daß die Grauwacke, »wie sich auf Blatt Rodheim hat feststellen lassen, das ganze Palaeozoicum einschließlich des Culms diskordant überlagert«.

Beim Beginn seiner Aufnahmearbeiten in der Lahnmulde hat Verfasser sich der überkommenen Altersauffassung zunächst angeschlossen (20 und 21). Später tauchten Zweifel auf, die besonders durch die innige Verbindung der Grauwacken mit Kieselschiefern genährt wurden. Die Bemühungen, die auf die Gewinnung entscheidender Versteinerungen gerichtet waren, hatten leider ein kärgliches Ergebnis. Gleichwohl gelang es, durch Zusammenfassung der namentlich in den Marburger und Gießener geologischen Instituten aufbewahrten Pflanzenfunde, die Stratigraphie der Grauwacke vom paläobotanischen Standpunkte aus entscheidend zu fördern. Herrn Professor Gothan verdanke ich hierüber die folgenden Mitteilungen:

»Aus den allerdings zerstreuten und spärlichen Pflanzenresten in der Marburger bezw. Gießener Grauwacke läßt sich über das Alter vom paläontologischen Standpunkte etwas aussagen. Es sind beobachtet worden außer unbestimmbarem Häcksel: *Knorria,* anscheinend von *Cyclostigma* (Kehna); *Asterocalamites scrobiculatus* (Gisselberg); *Calamites* sp.; *Lepidostrobus,* ziemlich viel (Kehna, Oberweimar); *Lepidodendron* sp.; *Lepidodendron* cf. *acuminatum* (Seltersberg in Gießen); Stengel mit Querriefen unbekannter Zugehörigkeit; *Lepidostrobus Browni* Schimper[1]). Wegen der gesperrten Formen wird man das Alter nicht anders als culmisch bestimmen können. Oberdevonisches Alter kommt nicht in Frage. Der Umstand, daß vereinzelte Asterocalamiten in den tiefsten Hultschiner Schichten (Oberschlesien) und den Waldenburger Schichten (Niederschlesien) vorkommen, spielt hier keine Rolle; noch niemals sind ein Asterocalamit und die anderen Formen im tiefsten Flözleeren des Ruhrgebietes gefunden worden. Und ähnlich liegen die Verhältnisse in den übrigen westlichen Carbongebieten, die hier in erster Linie in Frage kommen. Die drei genannten Formen tragen zusammen ein eindeutiges Culmgesicht.«

Es ist zu prüfen, in welcher Weise die Gießener Grauwacke mit den bisher als Culm anerkannten Gesteinen in Beziehung tritt. In der Nachbarschaft ihres Verbreitungsgebietes besitzt der Culm ganz allgemein die folgende Entwicklung:

---

[1]) Ein strukturzeigender Zapfen, dessen nähere Bearbeitung noch aussteht, und der mit dem schon Schimper bekannt gewesenen phosphoritisierten Zapfen aus dem Pyrenäenculm identisch scheint. Er ist nicht im Sandstein, sondern in Schiefern gefunden worden (Ellnhausen).

Culmgrauwacken,
Posidonienschiefer,
Kieselschiefer (untergeordnet Alaunschiefer).

Zwischen den Posidonienschiefern und den Culmgrauwacken besteht keine scharfe Gesteinsgrenze. In den Schiefern stellen sich anfangs dünnere, allmählich stärkere Grauwackenbänke ein, die dann zu größeren Massen zusammentreten können; indessen finden sich zwischen den oft viele Meter dicken Grauwackenbänken den Posidonienschiefern ähnliche Schiefer in wechselnder Mächtigkeit eingeschaltet.

Danach ist die Grenze zwischen Posidonienschiefer und der Grauwacke nicht immer leicht zu ziehen. Bei der Kartenaufnahme wird zumeist das erste Erscheinen einer mächtigeren Grauwackenbank als obere Grenze der Posidonienschiefer dargestellt (31, S. (LXXV)), sofern man nicht auf die Darstellung dieser Grenze überhaupt verzichtet (Kayser, 17). Nun hat bereits Hüffner gezeigt, daß in verschiedenen Culmprofilen die auf diese Weise gewonnene Grenze zwischen Posidonienschiefer und hangender Grauwacke in recht verschiedenen Horizonten liegen kann, oder mit anderen Worten, daß der Posidonienschiefer durch allmählichen Übergang mit der Culmgrauwacke nicht nur in zeitlicher Folge, sondern auch in der Horizontalen verknüpft ist. Eigne Beobachtungen haben den Verfasser zu derselben Anschauung geführt; findet man doch z. B. im Dillgebiet gelegentlich die ersten Grauwackenbänke im Posidonienschiefer in nächster Nähe des Kieselschiefers (z. B. bei Erdbach).

Die Gießener Grauwacke ihrerseits besteht aus einer Folge von Arkose-Grauwacken, Grauwackenschiefern und Tonschiefern, deren Zusammensetzung von Kayser (18) und Ahlburg (4a und d) mehrfach geschildert worden ist. In petrographischer Hinsicht besteht zwischen den Gesteinsanteilen der Gießener Grauwacke und entsprechenden Culmgesteinen kein Unterschied. Allerdings sind große Teile der Gießener Grauwacke weit weniger frisch als die Culmgrauwacken. Die Ursache liegt in dem Umstand, daß die Gießener Grauwacke in ihrem bedeutendsten Verbreitungsgebiet beiderseits der Lahn zwischen Gießen und Wetzlar von alten Landoberflächen überzogen ist, wodurch alle Gesteine eine weitgehende Verwitterung und Einebnung erfahren haben. Gelegentlich wird übrigens die petrographische Übereinstimmung der Gesteine des Culms und der Gießener Grauwacke im Schrifttum auch betont, so von Kayser (18b, S. 17 und 19, S. 282).

In innigem Zusammenhang mit der Gießener Grauwacke tritt ein Kieselschiefer auf, der bisher verschiedenartige Deutungen erfahren hat. Derselbe besteht teils aus dünn- bis dickschichtigen Lyditen, teils und zwar besonders in der Marburger Gegend aus bunten Lagen (18a, S. 25 und 18b, S. 17). Gelegentlich sind die Schiefer sehr stark von Quarz durchtrümert. Auch Alaunschiefer treten mitunter in ihrer Begleitung auf, wie z. B. auf Blatt Wetzlar in der Nähe des Kirschenwäldchens, wo auf dieses Vorkommen Verleihungen erfolgt sind.

Auf den Blättern Marburg und Niederwalgern hat Kayser dieses

Gestein zum Flözleeren und an die Basis der Gießener Grauwacke gestellt. Ähnlich verfuhr Ahlburg auf Blatt Weilmünster, wo er eine »kieselige und verquarzte Zone an der Basis der Gießener Grauwacke« ausschied (4a, S. 35). Dagegen hat Ahlburg bei seinen bisher unveröffentlichten Aufnahmen auf Blatt Rodheim diese Kieselschiefer als culmisch angesprochen. Die Überlagerung durch Gießener Grauwacke hält er dort für übergreifend.



Abb. 1.

Die verschiedenartige Deutung, die Ahlburg diesem Gestein auf den Blättern Rodheim und Weilmünster gegeben hat, läßt sich nicht aufrecht erhalten. Es geht nicht an, den mit der Gießener Grauwacke eng verbundenen Kieselschiefer dort, wo in der Nachbarschaft zweifellos culmische Kieselschiefer vorhanden sind, für culmisch, wo da-

gegen solche Beziehungen fehlen, für obercarbonisch zu erklären. Die Lagerungsverhältnisse sind die gleichen, petrographische Abweichungen bestehen nur hinsichtlich der außerordentlichen Quarzdurchtrümerung auf Blatt Weilmünster, die indessen sekundärer Natur ist. Die letzthin durchgeführten Aufnahmen des Verfassers auf Blatt Kleeberg haben gelehrt, daß diese quarzreichen Kieselschiefer mit dünn- bis dickbankigen, meistens ganz quarzfreien Lyditen in streichender Verbindung stehen. Auf Blatt Kleeberg wird der Südrand der Gießener Grauwacke von einem fortlaufenden Band dieser Kieselschiefer umsäumt, welches die Grauwacke unterteuft (Abb. 1).

Es kann danach kein Zweifel mehr darüber bestehen, daß

1. die in Verbindung mit der Grauwacke auftretenden Kieselschiefer ein zusammengehöriges Schichtglied sind und
2. daß sie an der Basis der Gießener Grauwacke ihr Lager haben.

Wo sie inmitten der geschlossenen Grauwackenmasse gelegentlich auftreten, handelt es sich um Aufwölbungen des Untergrundes. An keiner Stelle ist übrigens im Aufschluß eine Winkeldiskordanz zwischen Kieselschiefer und Grauwacken festzustellen.

Das Alter der Kieselschiefer kann nicht zweifelhaft sein. Die Deutung als Obercarbon stößt auf die Schwierigkeit, daß Kieselschiefer dieses Alters im Rheinischen Schiefergebirge sonst nirgends bekannt sind. Als einzig vergleichbarer Horizont verbleiben die Culmkieselschiefer des Dill- und Lahngebietes. Die Übereinstimmung in der Gesteinszusammensetzung mit diesen ist vollständig. Insbesondere lassen sich auch gewisse Veränderungen, welche die Zusammensetzung der culmischen Kieselschiefer von Norden nach Süden erleidet, bei unserem Gestein verfolgen, so das Zurücktreten des buntfarbigen Anteils sowie der Alaunschiefer in dieser Richtung. Auch die mikroskopische Untersuchung hat diese Übereinstimmung bestätigt (Correns, 10).

Ist aber der Kieselschiefer an der Basis der Gießener Grauwacke dem Culmkieselschiefer gleichzusetzen, so muß die Grauwacke selbst mit den darüber folgenden Horizonten, nämlich den Posidonienschiefern und der Culmgrauwacke verglichen werden. Mithin führen die hier vorgetragenen stratigraphischen Erwägungen zu einem Ergebnis, das mit den paläontologischen Folgerungen im Einklang steht.

Nun ist aber hinsichtlich der Verbreitung des Kieselschiefers noch festzustellen, daß derselbe zwar auf weite Erstreckung und bei störungsloser Lagerung an der Basis der Gießener Grauwacke vorhanden ist; anderseits gibt es auch genug Beispiele, in denen er fehlt, wo also die Grauwacke unmittelbar älteren Gesteinen aufruht. Dieses Fehlen des Kieselschiefers, das übrigens nicht nur an der Basis der Gießener Grauwacke, sondern auch beispielsweise im Culm des Dillgebietes öfters beobachtet wird, kann mehrere Ursachen haben.

Einmal ist daran zu denken, daß der Kieselschiefer keineswegs überall zur Ablagerung gelangt zu sein braucht.

Weiter haben die Aufnahmen gelehrt, daß er an manchen Stellen

besonders angehäuft ist; zumal in den Tiefen der Mulden scheint seine Mächtigkeit — durch Spezialfaltung — übertrieben, wofür sich auf Bl. Weilmünster und Kleeberg Beispiele fanden. Das klüftige Gestein war wohl zu einer starken Zusammenstauchung und Spezialfaltung geeignet, bei gleitenden Bewegungen (z. B. auf Faltenschenkeln) mochte indessen sein Zusammenhang bis zum gänzlichen Fehlen verloren gehen. Im großen scheinen diese Verhältnisse am Nordrand der Grauwackenmasse zwischen Wetzlar und Braunfels geherrscht zu haben, wo der Kieselschiefer häufig fehlt und die hangenden Grauwacken auf größere Erstreckung bei der Faltung über die Unterlage weggeglitten sein mögen, worauf Ahlburg besonders aufmerksam gemacht hat (1, S. 306).

Beide Umstände, ursprüngliches Fehlen und spätere Ausquetschung mögen das gelegentliche Verschwinden des Kieselschiefers an der Basis der Gießener Grauwacke wie überhaupt des Culms erklären.

Die Posidonienschiefer, die vorzüglich an der oberen Lahn und im Dillgebiet vorhanden sind, nehmen in südlicher und südöstlicher Richtung in immer tieferen Lagen Grauwackenbänke auf oder gehen in ausgesprochene Grauwackenschiefer über, bis sie schließlich im Verbreitungsgebiet der Gießener Grauwacke dieser ganz das Feld räumen.

Die Gießener Grauwacke selbst ist also nichts weiter als Culmgrauwacke, sofern man diesem Begriff keine stratigraphische, sondern lediglich facielle Bedeutung gibt.

Was auch weiterhin unentschieden bleibt, ist die obere stratigraphische Grenze der Culmgrauwacke. Bei den Aufnahmen auf Bl. Wetzlar hat Verfasser eine Tonschiefer-reichere obere von einer Grauwacken-reicheren unteren Abteilung unterschieden. Auch für die jüngere Abteilung hat sich bisher ein obercarbonisches Alter nicht nachweisen lassen.

Die übergreifende Lagerung des Culms

Es wurde eingangs darauf hingewiesen, daß alle neueren Autoren die übergreifende Lagerung der Gießener Grauwacke als eine ihrer wesentlichen Eigentümlichkeiten betrachten. Soweit für das Fehlen des Kieselschiefers keine tektonischen Ursachen geltend gemacht werden können, dürfte die Grauwacke tatsächlich an manchen Stellen über diesen hinweggreifend älteren Gesteinen aufruhen.

Bedeutsamer ist dagegen, daß auf weite Erstreckung der Kieselschiefer übergreifend gelagert ist. Bei den Aufnahmen des Verfassers auf Bl. Wetzlar und Kleeberg (vergl. Abb. 1) hat sich gezeigt, daß der Culmkieselschiefer auf den verschiedensten älteren Gesteinen auflagert, sicher bis hinunter zu den Unterkoblenz-Schichten, vielleicht auch auf Silur. Im Dillgebiet hat Kayser (17c, S. 40), unseres Wissens für diese Gegend zum erstenmal, über ähnliche Beobachtungen berichtet. Dem geologischen Blatte Ballersbach ist zu entnehmen, daß sowohl im Süden wie im Norden des Zuges der Hörre-gesteine der Kieselschiefer übergreifend auf Mitteldevon lagert. Wo

er fehlt, ruht der Posidonienschiefer dem Mittel- und Unterdevon übergreifend auf, wie am Nordrand der großen Culmtafel des Lemptales. Im Inneren der Dillmulde wird der Kieselschiefer von dem oberdevonischen Deckdiabas unterlagert, so daß hier entscheidende Beobachtungen über die Beziehungen zu den älteren Sedimenten nicht beizubringen sind. Dagegen wird über die Auflagerungsfläche des Deckdiabases noch zu sprechen sein. Sichere Anzeichen für übergreifende Lagerung des Kieselschiefers an solchen Stellen, wo der Deckdiabas fehlt, sind neuerdings von den Herren Schmierer und Correns bei ihren Aufnahmen auf den Blättern Buchenau und Gladenbach gefunden worden. Wie mir Herr Correns mitteilt, ist etwa das Rimberggebiet die Grenze; nördlich desselben sind keine Nachweise übergreifender Lagerung bisher bekannt geworden.

Vom Gebiet der oberen Lahn aus weist also der Culm in südlicher Richtung übergreifende Lagerung auf. An manchen Stellen ist allerdings noch anscheinend gleichförmige Auflagerung auf oberdevonischen Sedimenten zu beobachten, wie beispielsweise südwestlich von Ballersbach. Wo der Kieselschiefer örtlich fehlt, liegt der Posidonienschiefer oder die Culmgrauwacke älteren Gesteinen übergreifend auf.

Der Culm im Zuge der Hörregesteine

Als der Verfasser vor einigen Jahren mit der Revision der geologischen Blätter Ballersbach und Oberscheld für eine Neuherausgabe begann, stand im Vordergrund zunächst das Problem der Hörregesteine, dieses zwischen Lahn- und Dillmulde gelegenen Gesteinszuges, den Kayser seinerzeit dem Silur, Ahlburg dem Oberdevon zuwies. Nachdem ihm eben erst die weite Verbreitung des Culms und die grundsätzliche Bedeutung der übergreifenden Lagerung dieser Formation klar geworden war, lag es nahe, auch innerhalb der Hörregesteine nach den Überbleibseln ungleichförmig auflagernder Culmgesteine zu fahnden, zumal solche auf Bl. Ballersbach sowohl nördlich wie südlich dieses Zuges von Kayser nachgewiesen waren. An Gesteinen, die etwa culmisch sein konnten, schien zunächst die Hörregrauwacke der Untersuchung wert.

Es zeigte sich nun in der Tat, daß der größte Teil der bisher als Hörregrauwacke bezeichneten feldspatreichen Grauwacken sowohl im Handstück wie auch in der Zusammensetzung der Gesteinsfolge von der Culmgrauwacke nicht zu unterscheiden[1]) ist, sofern man gewisse quarzitische Sandsteine und Grauwackensandsteine außer Betracht läßt. Dieser Teil der Hörregrauwacken, das haben die neuen Aufnahmen gelehrt, steht nun mit plattigen Schiefern (einem Teil der »Plattenschiefer«) und Kieselschiefern (einem Teil der Schiffelborner Schichten) in solcher Verbindung, daß als normale Aufeinanderfolge die Reihe Kieselschiefer, Tonschiefer, Grauwacken an

[1]) Auch Kayser bemerkt wiederholt diese Übereinstimmung, z. B. 14, S. XLI und 17d, S. 8.

zahlreichen Stellen in die Augen springt. Dabei zeigte sich, daß diese Gesteine in kleineren und größeren Mulden und Fetzen einem anders gearteten Kern der Hörregesteine aufgelagert sind. Wo, wie beispielsweise südlich des Mühlbergs bei Katzenfurt (Abb. 2), die Achse einer solchen Culmmulde aushebt, haben sich die Kieselschiefer in größerer



Abb. 2.

Mächtigkeit erhalten. Auf den Flanken der Mulden sind sie oft nicht mehr nachweisbar, sei es nun, daß sie ursprünglich fehlten, oder sei es, daß sie tektonischen Bewegungen zum Opfer fielen.

Ein gutes Beispiel solcher Culmmulden ist übrigens neuerdings, durch den Bau der Ulmtalbahn am Schneisberg östlich von Beilstein (Bl. Herborn) aufgeschlossen worden. In einem tiefen Einschnitt ist hier mehrfach gefalteter Culm mit Kiesel- und Alaunschiefern an der Basis und plattigen Tonschiefern in ihrem Hangenden aufgeschlossen worden. Die Kiesel- und Alaunschiefer entsprechen den Schiffelborner Kieselschiefern der geologischen Karte.

Es ergibt sich somit für den Hörregesteinszug das Bild, daß über einem Kern von älteren Gesteinen, dem vor allem die Kalke, Quarzite, quarzitischen Sandsteine und Grauwacken und ein großer Schieferanteil angehören[1]), mit übergreifender Lagerung Culm aufruht. Wo der Kieselschiefer örtlich fehlt, sind die höheren Culmhorizonte übergreifend angeordnet.

Die bisherigen Funde von Pflanzenresten in dem hier als Culmgrauwacke gedeuteten Anteil der Hörregesteine stehen mit der gewonnenen Auffassung im Einklang. Auch Kayser (17b, S. 5) betont ja, daß die spärlichen pflanzlichen Reste der Grauwacken denen des Culms glichen. Gelegentlich einer studentischen Exkursion des Geologischen Institutes in Gießen, zu der mich Herr Prof. Harrassowitz freundlichst einlud, wurden in einem Steinbruch oberhalb Holzhausen im Ulmbachtal in der Hörregrauwacke Pflanzenreste gefunden, die Herr H. Richter-Gießen Herrn Prof. Gothan vorlegte. Dieser teilt mir darüber folgendes mit:

»Aus der Hörregrauwacke wurden einige, in der geologischen Sammlung der Universität Gießen befindliche, neuerdings gefundene Pflanzenreste untersucht, die bis auf ein zwar schlecht erhaltenes Lepidodendron aus unbrauchbarem Häcksel bestehen. Das Lepidodendron, auf dessen Oberfläche man die Blattnarben deutlich markiert sieht, läßt bei richtiger Beleuchtung die Umrisse der Blattpolster eindeutig erkennen, so daß die Zugehörigkeit zu dieser Gattung außer Frage steht. Daraus ergibt sich aber jedenfalls, daß es sich nur um Carbon, nicht um Devon handeln kann. Weiteres über die Altersfrage kann auf Grund der Pflanze selber nicht gesagt werden.«

Sind aber die Grauwacken jünger als devonisch, dann kommt nach der geschilderten Verknüpfung mit Ton- und Kieselschiefern nur Culm in Frage.

Die plattigen Tonschiefer, zu denen ein Teil, wenn nicht alle auf der Karte ausgeschiedenen »Plattenschiefer« gehören, liegen teils zwischen dem Kieselschiefer und der hangenden Grauwacke, teils innerhalb der Grauwacke selbst. Sie sind mit weniger ausgesprochen plattig brechenden Ton- und Grauwackenschiefern vergesellschaftet. Den Plattenschiefern entstammt die seit langem bekannte Sinner Flora,

[1]) Über einen Teil dieses Kerns haben R. Richter und der Verfasser kürzlich gemeinsam berichtet. Vergl. Verzeichnis des Schrifttums, 22.

die Potonié (26) seinerzeit mit einigem Widerstreben ins Silur gestellt hat. Über diese Flora teilt mir Herr Prof. Gothan neuerdings das Folgende mit:

»Aus den Pflanzenresten der Sinner Plattenschiefer (Grube Herkules und bei Bicken) läßt sich über das Alter der Schiefer sehr wohl etwas aussagen. Es kommen vor: *Sphenopteridium Schimperi* Göpp., *Sph. furcillatum* Ludw. sp. und *Knorria*- oder *Stigmaria*-artige Reste, sowie ein Stück von *Knorria* typ. *acicularis*. Betreffs der erstgenannten Art (*Sph. Schimperi*, identisch mit dem *Sph. rigidum* Ludwig-H. Potonié) ist hervorzuheben, daß es sich um eine weitverbreitete Culmform handelt, die z. B. im niederschlesischen Culm, im mährisch-schlesischen Dachschiefer und im Vogesenculm (Thann) häufig ist. Das andere *Sph.* steht dem *Sph. dissectum* Göppert und Verwandten nahe. Diese Gruppe gehört wegen des Aufbaus des Stengels (einmalige Gabelung des meist stark querriefigen Stengels und Beblätterung des Fußstücks) zu der echt culmischen Gattung *Sphenopteridium* s. str.

Ich hatte alle diese Gründe schon früher Geologen gesagt, die in dem Gebiet kartierten, als es sich um die Frage der Beseitigung des silurischen Alters handelte. Da z. B. aber Ahlburg an das culmische Alter nicht heran wollte und sich für Oberdevon entschied, so erklärte ich meinerseits, daß ich mit diesem Standpunkt jedenfalls viel eher einverstanden sein könne als mit dem »silurischen«. Vom paläobotanischen Standpunkt aus habe ich schon damals das Alter für culmisch erklären müssen, jedoch, da eine völlige Einigung mit den Geologen nicht zu erzielen war, die sehr große zeitliche Annäherung beider Ansichten begrüßt. Ich möchte deswegen hier noch einmal ausdrücklich hervorheben, daß sämtliche Arten der Gattung *Sphenopteridium* bisher ausschließlich culmisch sind; im Oberdevon sind dagegen Arten der Gattung *Archaeopteris* als charakteristisch bekannt.«

Auch hinsichtlich dieses Teiles der culmischen Schichtfolge herrscht also Einmütigkeit zwischen dem Paläontologen und dem aufnehmenden Geologen.

Wie übrigens aus dem schon erwähnten Aufnahmebericht aus dem Jahre 1892 hervorgeht, hat E. Kayser ursprünglich die Verwandtschaft der soeben besprochenen Gesteine mit culmischen Schichten sehr wohl erkannt. Er betrachtete sie jedoch als Einlagerungen in den liegenden Kernschichten der Hörre, während sie sich nunmehr als Einfaltungen darstellen.

Stratigraphische Einordnung der Culm-Sedimente

Für die engere stratigraphische Einstufung der oben beschriebenen Culmgesteine können neue Beobachtungen nicht beigebracht werden. Wichtig ist für uns die Frage, wie nach den bisherigen Gliederungsversuchen die Einordnung der Basalschichten des Culms, der Kieselschiefer, zu erfolgen hat. Brüning (9) stellt die Kieselschiefer an die Basis der *Glyphioceras*-Stufe, H. Schmidt (29) dagegen noch zur *Peri-*

cyclus-Stufe. Goniatiten sind bisher aus den Kieselschiefern nicht nachgewiesen. Die Lagerungsverhältnisse der Scholle mit der Erdbach-Breitscheider Fauna vom Liebstein bei Breitscheid sind bisher nicht einwandfrei ermittelt, wegen des innigen Zusammenhanges mit dem oberdevonischen Riffkalk vielleicht auch nicht klar zu erschließen. Wo sonst noch ähnliche Gesteine im Dillgebiet auftreten (Uckersdorf und Sinn nach Kayser, neuerdings auch bei Oberscheld nachgewiesen), liegen die Kalke unmittelbar auf dem Deckdiabas, teils mit Kieselschiefer im Hangenden, teils ohne solchen. Im Liegenden dieser Kalkfauna ist im Dillgebiet bisher jedenfalls kein Kieselschiefer nachgewiesen.

Unter diesen Umständen ist eine endgiltige Stellungnahme zugunsten der Auffassung von Brüning oder Schmidt zurzeit noch untunlich und wir beschränken uns darauf, als tiefstmöglichen Horizont für den Kieselschiefer die Erdbach-Breitscheider Fauna (IIγ nach H. Schmidt) als mit den bisher bekannten Verhältnissen am besten im Einklang stehend festzustellen.

Sowohl die Posidonienschiefer wie die Culmgrauwacken gehören zweifellos der *Glyphioceras*-Stufe an. Die Grauwacken müssen örtlich den größten Teil dieser Stufe einnehmen, wie aus den Ausführungen über die Gießener Grauwacke hervorgeht. Damit stehen Funde von Herrn Schmierer im Einklang (29, S. 746), wonach bei Biedenkopf und Laasphe Grauwacken bereits in der *Glyphioceras-crenistria*-Zone erscheinen.

Im Gebiet der oberen Lahn und weiter nördlich sind unter dem Kieselschiefer noch die liegenden Alaunschiefer in einiger Mächtigkeit entwickelt. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Reich werden sie z. B. auf Blatt Laasphe 30 m mächtig. Sie nehmen dort den Raum zwischen Oberdevon und Kieselschiefer ein, anscheinend in gleichförmiger Lagerung. Ob gleichwohl Schichtlücken zwischen dem Alaunschiefer und seinem Liegenden bestehen, hat bisher noch nicht einwandfrei nachgewiesen werden können. Die Einstufung dieser Schiefer ist daher noch mit Unsicherheiten behaftet. Im Dillgebiet und weiter südlich sind nur noch gelegentlich Spuren dieses Horizontes zu beobachten.

Der Deckdiabas

Nimmt man die mitgeteilte Einordnung des Culm-Kieselschiefers als gegeben hin, so ist von Bedeutung, zu untersuchen, welche Folgerungen sich daraus für die nächst älteren Gesteine, vor allem den Deckdiabas, ergeben. Bei der stratigraphischen Beurteilung dieses Gesteins sind wir uns darüber klar, daß mit der Entfernung von der paläontologisch gesicherten Basis die Folgerungen zunehmend problematisch werden müssen. Es erscheint aber notwendig, die Probleme darzustellen. In diesem Sinne wollen die nachfolgenden Ausführungen verstanden werden.

Im Dillgebiet bildet der Deckdiabas fast durchweg das Liegende der culmischen Sedimente. Kayser (16, S. 132 und 17) hat diesen

Diabas noch ins Oberdevon gestellt, als dessen hangendstes Glied er ihn, wie der Name besagt, betrachtete.

Gegen diese Auffassung sind wohl schon früher gelegentlich Einwände insofern erhoben worden, als man mit dem Ende des Oberdevons die Eruptivperiode noch nicht als beendet ansah. So ist wohl eine Bemerkung von Brauns (5, S. 630) zu verstehen. Für das Gebiet von Biedenkopf hat dann kürzlich Schmierer (31) gezeigt, daß Diabase den Culmkieselschiefer sogar gangförmig durchsetzen, womit der Nachweis der gelegentlichen Fortdauer dieser Eruptivphase bis ins höhere Untercarbon erbracht ist. Bei diesen Vorkommen handelt es sich aber offensichtlich um geringfügige Nachzügler. Die übergroße Masse des Deckdiabases ist zweifellos älter als der Culmkieselschiefer.

Gerade die Überlagerung des Deckdiabases durch den Kieselschiefer ist der sicherste Anhaltspunkt für eine stratigraphische Einordnung der Diabasdecken. Daß die Hauptmasse älter ist als der Kieselschiefer, daß sich gleichwohl in diesem noch die letzten Anzeichen eruptiver Tätigkeit finden, ist ein Hinweis dafür, daß zwischen Deckdiabas und Kieselschiefer keine nennenswerte Lücke klaffen kann. Gehört aber der Kieselschiefer, wie wir oben sahen, in den höchsten Teil der *Pericyclus*-Stufe, so reicht auch der Deckdiabas bis zu dieser Höhe hinauf.

Hinsichtlich der Festlegung der unteren stratigraphischen Grenze des Deckdiabases sind wir in einer weniger glücklichen Lage. Es ist bisher nicht mit Sicherheit festgestellt, daß oberdevonische Sedimente den verschiedenen Diabasdecken, aus denen sich der Deckdiabas zusammensetzt, zwischengeschaltet sind, wobei von den Lagergängen und stockförmigen Vorkommen, die das ganze Oberdevon durchschwärmen, natürlich abzusehen ist. Kayser (16, S. 134) betont allerdings, daß mitunter geringmächtige Bänder von Cypridinenschiefer im Deckdiabas vorkämen. Wo wir dagegen bei solchen Vorkommnissen bisher die Möglichkeit einer eingehenderen Untersuchung hatten, zeigte sich alsbald, daß diese schmalen Bänder und Fetzen die Lage tektonischer Linien andeuteten. Die großen Deckdiabasflächen des Dillgebietes sind von Schuppenstrukturen tektonisch beherrscht, wie ja auch die Untersuchungen Ahlburg's (2) auf der Grube »Schöner Anfang« gelehrt haben.

Ist somit eine primäre Einschaltung von Diabasdecken zwischen jungoberdevonischen Sedimenten bisher fraglich, so wird für den gesamten Deckdiabas ein untercarbonisches Alter wahrscheinlich.

Dieser Wahrscheinlichkeitsschluß läßt sich durch eine weitere Überlegung stützen. Im Oberdevon finden sich Tuffgesteine an der Basis, wo sie (wie in den Buchenauer Schichten Lieber's (23)) in meist dünnen Lagen mit klastischen Sedimenten wechsellagern. Diese Tuffe sind, seien sie nun auf primärer Lagerstätte oder seien sie umgelagert, als Nachzügler der mitteldevonischen Eruptivphase anzusehen. Alle jüngeren oberdevonischen Schichten, die Kalke und vor allem die Rotschiefer und Pönsandsteine, sind frei von Tuffen. Solche treten erst wieder im Hangenden des Oberdevons (Langenaubacher Tuff-

breccie, Deckschalstein Kayser's), zwischen diesem und culmischen Gesteinen oder aber zwischen verschiedenen Deckdiabasdecken auf. Dagegen sind die dem Oberdevon eingeschalteten Lagergänge und Stöcke, die gelegentlich zu Verwechslungen mit Diabasdecken Anlaß geben könnten, stets frei von Tuffbegleitern, worauf übrigens auch Brauns (8, S. 381) aufmerksam gemacht hat.

Nun hat H. Schmidt (30) kürzlich gezeigt, daß die bekannte Tuffbreccie von Langenaubach eine tiefuntercarbonische Fauna beherbergt, die der seiner Hangenbergschichten entspricht. Auf die Tuffbreccie folgt normal der Deckdiabas[1]).

Brauns (8, S. 391) gibt in seiner Darstellung von den genetischen Zusammenhängen zwischen Tuffbreccie, Deckschalstein und Deckdiabas der Meinung Ausdruck, daß die Tuffbreccie den Beginn der Eruptivphase des Deckdiabases bedeute.

Bei den Aufnahmen an der oberen Lahn ist nach freundlicher Mitteilung Herr Schmierer in den letzten Jahren zu der Auffassung gelangt, daß der Deckdiabas den Liegenden Alaunschiefer und einen Teil der Kieselschiefer vertrete, weil beide Schichtglieder um so kümmerlicher entwickelt zu sein pflegten, je mächtiger der Deckdiabas wird.

Es läßt sich also sowohl aus den petrogenetischen und Lagerungsverhältnissen der oberdevonischen Sedimente, des Deckschalsteines und der Tuffbreccie wie auch aus dem faunistischen Inhalt das untercarbonische Alter sowohl der Tuff- und Breccienbildungen wie auch der zugehörigen Diabase entnehmen. Dabei wird die Altersbestimmung der Hangenbergschichten Schmidt's, die ja z. T. bekämpft wird, als richtig unterstellt, ohne daß damit zu dem Streit um die Devon-Carbon-Grenze näher Stellung genommen werden soll[2]).

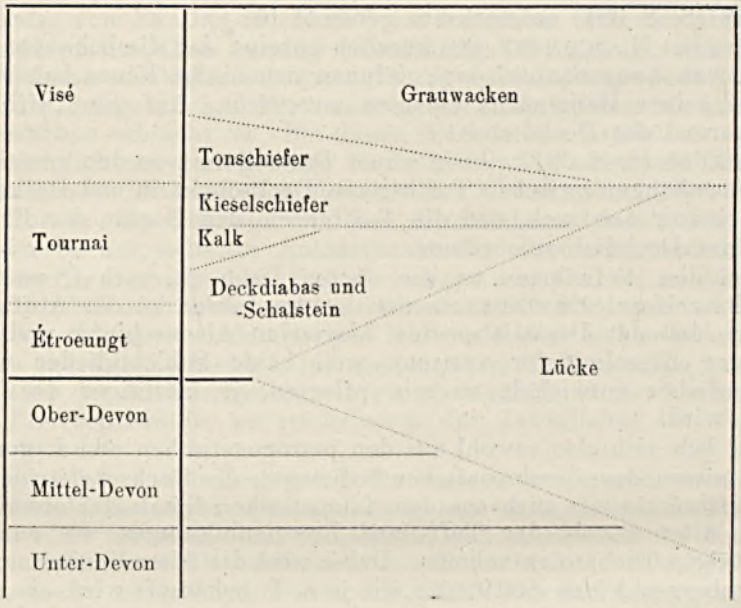
Von Bedeutung ist noch die Beobachtung, daß der Deckdiabas an manchen Stellen, so z. B. auf dem Roteisenstein-Lagerzug der Eisernen Hand bei Oberscheld und in manchen Teilen des Eibacher Lagerzuges dem Roteisensteinhorizont des Unteren Oberdevons unmittelbar aufliegt. Auf dem letztgenannten Lagerzug schiebt sich von den Feldern Königszug, Stillingseisenzug und Friedrichszug aus in nordöstlicher Richtung eine an Mächtigkeit zunehmende Sedimentfolge zwischen Lager und Deckdiabas ein, die in den Feldern Amalie und Glückstern bei Hirzenhain besonders umfangreich geworden ist. Es ist nicht daran zu zweifeln, daß in diesem Lagerzug der Diabas verschieden

[1]) Für andere Vorkommen desselben erörtert Schmidt allerdings auch die Möglichkeit, daß einzelne Decken innerhalb oberdevonischer Sedimente gelegen seien. Es ist ohne weiteres zuzugeben, daß manche Aufschlüsse eine eindeutige Widerlegung dieser Auffassung wegen ihrer Unvollständigkeit nicht zulassen. Hinsichtlich einiger Profile betont übrigens auch Kayser schon die starke tektonische Beeinflussung der Lagerungsverhältnisse (17b, S. 45).

[2]) Wedekind (35, S. 92) machte kürzlich Mitteilung von dem Auftreten einer untercarbonischen Goniatitenfauna in sedimentären Schichten zwischen dem Deckdiabas. Insoweit kann diese Mitteilung als Stütze der hier vorgetragenen Darstellung dienen. Indessen können wir uns seiner Auffassung, daß auch ein Teil des Pönsandsteins dem Untercarbon zufallen soll, fürs erste nicht anschließen.

alten Schichten aufliegt, daß also an seiner Basis stellenweise eine Schichtlücke klafft.

Schematisch läßt sich die Schichtfolge des Untercarbons etwa folgendermaßen darstellen:



Die varistische Faltung

Die dargestellte Stratigraphie des Untercarbons bietet Abweichungen gegenüber den bisher üblichen Anschauungen in einem solchen Umfang, daß sie für unsere Vorstellungen über die Tektonik von wesentlichem Einfluß sein müssen.

Über den Ablauf der Faltungsvorgänge, über Abtragungen, Trans- und Regressionen hat sich zusammenfassend Ahlburg geäußert (3), dem Verfasser in früheren Veröffentlichungen gefolgt ist (20).

Ahlburg (3, S. 63) schreibt: »Im Oberdevon erneute Bewegungen (zweite Hauptergußperiode im Muldengebiete) und Transgressionen der oberdevonischen Hörre-Deckschichten über das ganze Horstgebiet«. Diese nach Ahlburg oberdevonischen Hörre-Deckschichten sind aber nichts anderes als der oben geschilderte Culm, der über den devonischen Kern der Hörregesteine übergreift. Daraus ergibt sich aber, daß von einer Transgression des höheren Oberdevons in diesem Bereiche nicht mehr gesprochen werden kann.

Wir haben gezeigt, daß die Schichtlücke, die Ahlburg unter den transgredierenden Hörre-Deckschichten erkannte, dieselbe ist, die er unter der Basis der Gießener Grauwacke feststellen konnte. Daraus ergibt sich ferner, daß die tektonischen Vorgänge, welche die Entstehung dieser Schichtlücke im Gefolge hatten, und die er teils ins

höhere Oberdevon, nämlich soweit sie die Hörre-Deckschichten betrafen, teils in postculmische Zeit, nämlich soweit sie die Gießener Grauwacke angingen, zusammenfallen müssen.

Hinsichtlich der genauen Altersfestsetzung bestehen gewisse Schwierigkeiten darin, daß außer den vereinzelt bekannten Vorkommen von Hangenbergschichten das ältere Untercarbon bis zur höheren *Pericyclus*-Stufe hinauf in der Lahn- und Dillmulde fossilführend bisher nicht bekannt ist. Diese Lücke wird in der Dillmulde und im nordöstlichsten Teil der Lahnmulde vom Deckdiabas ausgefüllt, wie oben gezeigt wurde. Wo, wie bei Langenaubach, Hangenbergschichten und Deckdiabas augenscheinlich konkordant zwischen jüngstem Oberdevon (Pönsandstein) und Culm eingeschaltet sind, läßt sich für die zeitliche Festlegung der Faltung kein Anhaltspunkt gewinnen. Dagegen besteht im Oberschelder Gebiet, wie oben gezeigt, im Liegenden des Deckdiabases augenscheinlich eine Schichtlücke. An sich ist dieselbe nicht so bedeutend, daß man sie nicht etwa im Sinne von Arnold Heim (12) durch Ablution erklären könnte. Da sie aber in südlicher Richtung immer weiter klafft, muß man sie mit Bewegungsvorgängen in Beziehung setzen. Man kann somit den Beginn der Faltung an die Wende von Devon und Carbon setzen, genauer, vor Beginn der Eruptivphase, die den Deckdiabas und den Deckschalstein an die Oberfläche brachte. Die Faltung hat dann im älteren Untercarbon noch fortgewirkt und vielleicht erst ihren Höhepunkt erreicht. Nach der von Stille eingeführten Bezeichnungsweise könnte man sie mithin als bretonische Phase der varistischen Faltung ansprechen.

Die Faltung hatte eine in ihrem Ausmaß zum Teil beträchtliche Abtragung im Gefolge. Dasjenige Gestein, das nach Beendigung dieser Vorgänge weithin übergreifend auftritt, ist der Culmkieselschiefer. Wir sahen, daß er stellenweise auf dem Unterdevon, vielleicht gar auf Silur übergreifend lagert (Abb. 3).

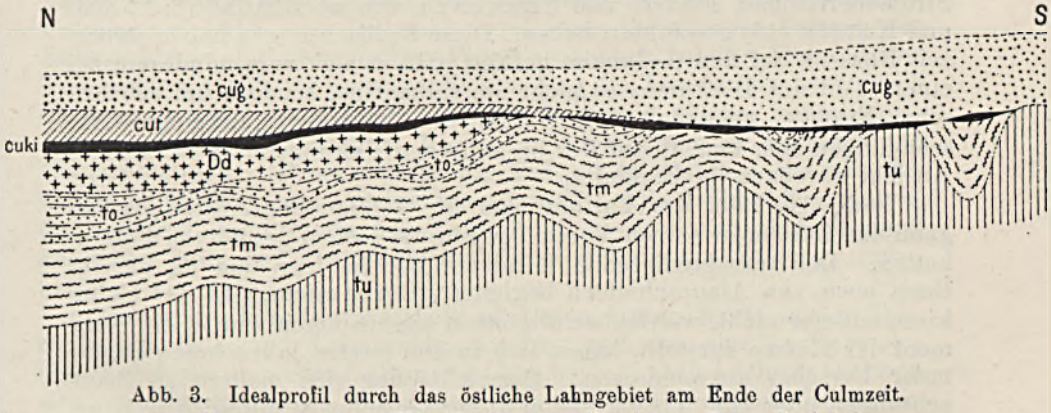


Abb. 3. Idealprofil durch das östliche Lahngebiet am Ende der Culmzeit.
tu = Unterdevon, tm = Mitteldevon, to = Oberdevon, Dd = Deckdiabas, cuki = Culmkieselschiefer, cut = Culmtonschiefer, cug = Culmgrauwacken.

Um den Einfluß der vorgenommenen Veränderungen in der Untercarbon-Stratigraphie auf die Erklärung der varistischen Faltungsvorgänge zu erkennen, vergleiche man das Idealprofil Ahlburg's durch Lahn- und Dillmulde am Ende der Culmzeit [20, Taf. 2].

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Daraus läßt sich über Ausdehnung und Maß der Faltung ein Anhalt gewinnen. Die Lücke unter dem Culm klafft in südlicher Richtung immer weiter, während sie nach Norden, an der oberen Lahn und Eder, allmählich verschwindet. Vielleicht transgredieren dort noch, wie erwähnt, die Liegenden Alaunschiefer. Danach war das Gebiet größter Intensität der bretonischen Faltung noch südlich und südöstlich der Lahnmulde gelegen. Anderseits gehörte das Dillgebiet, in dem stellenweise von Devon zum Carbon anscheinend lückenlose Gesteinsfolgen auftreten, bereits dem schwächer gefalteten Vorlande an. Daß die Faltung im übrigen weit nach Norden reichte, geht aus dem Nachweis einer Winkeldiskordanz zwischen Devon und Carbon im Warsteiner Sattel durch H. Schmidt (28) hervor.

Von Belang ist in diesem Zusammenhang die Verteilung der mit der Faltung verknüpften Diabase. Der Deckdiabas nimmt große Flächen in der Dillmulde ein und besitzt in der Hohensolmser Diabasdecke auch in der nordöstlichen Lahnmulde eine ansehnliche Verbreitung. Weiter im Süden, d. h. mit Annäherung an die im Taunus aufsteigenden Faltenzüge fehlt er. Diese räumliche Anordnung stimmt mit dem überein, was wir auch sonst über die Beziehungen von Faltung und Vulkanismus kennen.

Bei dieser Gelegenheit ist es nützlich, auf einen Unterschied aufmerksam zu machen, der hinsichtlich der geologischen Erscheinungsform des Deckdiabases einerseits und der obermitteldevonischen Diabase anderseits besteht. Während im Mitteldevon die Hauptmasse der Eruptivgesteine aus einem submarin — das beweisen die eingeschlossenen Fossilien — gebildeten Tuff, dem Schalstein, besteht, dem Diabasgänge, -stöcke und -decken in wechselndem Umfang eingeschaltet sind, herrscht bei der untercarbonischen Eruptivphase das Eruptivgestein gegenüber dem Tuff weitaus vor. Dazu kommen bei den jüngeren Diabasen die häufigen Fließerscheinungen sowie die Bildungen von Stromoberflächen, Fladen- und Stricklaven, wie sie Brauns (8, S. 393) und Kayser (15) geschildert haben. Diese Beobachtungen haben seinerzeit Brauns auf den Gedanken geführt, daß es sich zum mindesten bei einem Teil des Deckdiabases nicht um submarine, sondern um subaërische Ergüsse gehandelt habe. Mit den oben vorgetragenen Anschauungen über den Ablauf der bretonischen Faltungsphase steht diese Ansicht durchaus im Einklang.

Nach Abschluß der Faltung und im Gefolge der Abtragung begann das Culmmeer seinen Vorstoß gegen die soeben gebildeten Faltenketten. Der transgredierende Kieselschiefer ist hier und da an der Basis noch von Alaunschiefern begleitet. Der Ansicht, daß der Culmkieselschiefer nicht, wie früher allgemein angenommen wurde, ein Sediment der Tiefsee darstellt, haben sich in den letzten Jahrzehnten immer mehr Forscher angeschlossen. Angesichts der sich mehrenden Beobachtungen über eine Transgression dieses Gesteins in räumlich weit getrennten Gebieten (Kellerwald, Harz) wird man die ältere Anschauung wohl verlassen müssen.

Auf den Kieselschiefer folgt, stellenweise über diesen noch hinweg-

greifend, der Culm-Tonschiefer und die Culm-Grauwacke. Beide können sich vertreten. Wie wir sahen, setzt im Süden die Grauwackenbildung früher und nachhaltiger ein als im Norden. Diese Beobachtung wird nunmehr verständlich, wenn wir bedenken, daß die im Taunus aufgefalteten Ketten ihren Schutt in das nördliche Vorland hineinsandten.

Die postculmische Geschichte unseres Gebietes läßt sich aus gleichzeitigen Ablagerungen nicht erschließen. Es wurde schon gesagt, daß obercarbonische Sedimente bisher nicht nachgewiesen sind. Ihr Fehlen in den Culmmulden macht es wahrscheinlich, daß um die Wende vom Unter- zum Obercarbon das Gebirge erneut in Bewegung geriet.

In dieser sudetischen Faltungsphase wurde auch der Culm in den Faltenbau einbezogen. Aus verschiedenen Äußerungen von Kayser und Ahlburg ist gelegentlich wohl der Schluß gezogen worden, daß die Gießener Grauwacke kaum gefaltet sei und noch heute nahezu horizontal liege. Das trifft nicht zu. Horizontale Lagerung kommt allerdings bisweilen vor, doch immerhin selten. Die Grauwacke ist vielmehr regelrecht gefaltet, doch weit weniger stark als das unterlagernde Devon. So wurden Überkippungen nicht beobachtet, meistens handelt es sich um gerade aufrechte Falten, deren durchschnittliches Einfallen etwa bei 30° gelegen ist.

Auf Rechnung dieser Faltungsphase sind ferner die großen flachen Überschiebungen zu setzen, die in der Lahnmulde, namentlich in ihrem nordöstlichen Teil, so große Bedeutung besitzen. Von ihnen sind ja die culmischen Sedimente, wie z. B. im Lemptale, ebenfalls betroffen worden (17c).

In der Dillmulde ist die Faltung auch des Culms stärker als in der Lahnmulde. Ein Unterschied in der Faltungsstärke zwischen Devon und Culm ist kaum mehr festzustellen. Anderseits fehlen der Dillmulde die großen flachen Überschiebungen der Lahnmulde.

Als Ursache dieser verschiedenartigen Einwirkung der sudetischen Faltung auf Lahn- und Dillmulde wird man die stärkere Faltung der Lahnmulde in der bretonischen Phase anzusehen haben. Der südliche Teil unseres Gebietes, im wesentlichen also die Lahnmulde, war durch die bretonische Faltung im Sinne Stille's bereits stärker konsolidiert; daher sich denn die jüngere Phase im wesentlichen in ausgedehnten Überschiebungen, Druckschieferung und einer mäßigen Faltung der bisher nicht betroffenen Schichten auswirkt. Die Dillmulde dagegen, die während der bretonischen Faltung im wesentlichen noch Vorland geblieben war, hat die Hauptwucht der sudetischen Faltung tragen helfen.

Die früher bereits wiederholt erörterten Unterschiede in der Tektonik der Dill- und Lahnmulde, die man auf den starren Kern des »Hörre-Silurs«, der Sattelachse zwischen beiden, zurückführte, erklären sich unseres Erachtens zwangloser aus der verschiedenen Beanspruchung, die beide Gebiete in aufeinander folgenden Faltungsphasen erfahren haben.

Aus diesen Betrachtungen ergibt sich ganz allgemein, daß die

sudetische Faltung im nördlicheren Teil des Schiefergebirges stärker wirksam gewesen sein wird, als die bretonische. Wir finden also auch hier ein Wandern der Faltung bestätigt, wie es bereits aus anderen Teilen des varistischen Bogens bekannt ist.

Eine Frage von praktischer Bedeutung schließt sich an diese Erörterungen an. Schon oft ist die Möglichkeit erwogen worden, ob etwa im Untergrund der Hessischen Senke, im Hangenden des Culms, das flözführende Obercarbon vorhanden sein möchte. Aus dem besprochenen Ablauf der Faltungsphasen am Ostrand des Schiefergebirges, in der Lahn-Dillgegend, kann man wohl den Schluß ziehen, daß, ebensowenig wie hier, das flözführende Obercarbon weiter östlich und nordöstlich im Untergrund der hessischen Trias erwartet werden kann. In dem Gebiet, das eben erst den Hauptstoß der sudetischen Faltung erfahren hatte, konnte sich kaum ein größeres Sammelbecken während des Obercarbons entwickeln.

Anders gestaltet sich natürlich die Frage, sobald wir uns in südlicher und südöstlicher Richtung der Saar-Saale-Senke nähern. Doch gehört das nicht mehr in den Rahmen unserer Betrachtungen.

Zum Schluß möge gestattet sein, kurz auf mancherlei Ähnlichkeiten hinzuweisen, die zwischen dem hier besprochenen Gebiet und dem Harz bestehen. Solche finden sich z. B. zwischen Dillgebiet und dem Oberharz einerseits und zwischen Lahngebiet und Unterharz anderseits. So sind die Gießener und die Elbingeröder Grauwacke stratigraphisch und tektonisch verwandte Gebilde und die Transgression des Culms kehrt hier wie dort in gleicher Weise wieder.

Zusammenfassung

1. Paläontologische und stratigraphische Gründe machen die Umdeutung größerer Gesteinsfolgen der östlichen Lahnmulde notwendig.

Die bisher zum Flözleeren gerechnete Gießener Grauwacke gehört in den Culm.

Ferner ist ein Teil der im Grenzgebiet von Lahn- und Dillmulde auftretenden Hörregrauwacken, Plattenschiefer und Kieselschiefer, die von Kayser zum Silur, von Ahlburg zum Oberdevon gezogen wurden, in den Culm zu stellen.

2. Da der Culm-Kieselschiefer (nach Brüning und H. Schmidt) in die Nähe der Tournai-Visé-Grenze zu stellen ist, müssen die erwähnten Culmgesteine in die Visé-Stufe fallen. Culm-Tonschiefer und -Grauwacken vertreten einander in der Weise, daß vom oberen Lahngebiet aus in südlicher und südöstlicher Richtung die Grauwacken vorherrschen und immer tiefere Teile des Visé mitumfassen.

3. Zum älteren Untercarbon gehört der Deckdiabas mit seinen Tuffen und Breccien. Er entspricht in der Hauptmasse der Etroeungt- und Tournai-Stufe.

4. Zwischen Untercarbon und Devon findet sich eine an der oberen Lahn einsetzende und in südlicher Richtung an Bedeutung zunehmende Schichtlücke. Alle Glieder des Untercarbons einschl. der Grauwacken

können in diesem Raum übergreifende Lagerung aufweisen. Am stärksten ist die Lücke in der Kleeberger Gegend südlich Gießen und Wetzlar, wo der Culmkieselschiefer den Unterkoblenzschichten aufruht.

5. An der Wende vom Oberdevon zum Untercarbon wurde der südöstliche Rand des Schiefergebirges von der bretonischen Faltung erfaßt. Die größte Faltungs-Intensität lag im Süden, außerhalb des Beobachtungsgebietes. Nach Norden Ausklingen der Faltung, die im oberen Lahngebiet eine ununterbrochene Sedimentation augenscheinlich nicht mehr verhindert hat. Abtragung der Falten, und zwar in südlicher Richtung in steigendem Umfang. Im flach gefalteten Vorland während und nach der Faltung Anhäufung von Diabasmassen im ältesten Untercarbon. Transgression des Culm-Meeres über die z. T. schon abgetragenen bretonischen Falten.

6. Zwischen Unter- und Obercarbon sudetische Faltungsphase. Sie wirkt in stärkerem Maße auf die Dillmulde ein als auf die Lahnmulde, die bereits eine gewisse Versteifung aufweist. Mithin findet ein Wandern der Faltung in nördlicher Richtung statt.

Verzeichnis der angeführten Schriften

1. Ahlburg, J., Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 60, M.-B., S. 300—317. 1908.
2. —, Die Grube »Schöner Anfang« bei Breitenbach (Kr. Wetzlar). Dies. Jahrb., 30, II, S. 345—368, Taf. 16 u. 17. 1910.
3. —, Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. Dies. Jahrb., 40, I, S. 1—82, Taf. 1. 1919.
4. —, Geologische Karte von Preußen, Lieferung 208. 1920.
   a) Blatt Weilmünster
   b) » Weilburg
   c) » Merenberg
   d) » Braunfels.
5. Brauns, R., Die zur Diabasgruppe gehörenden Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Sitz.-Ber. der Kgl. Pr. Akad. der Wiss., Jahrg. 1905, S. 630—638. 1905.
6. —, Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. N. J., Beil.-Bd. 21, S. 302—324, Taf. 14—20. 1906.
7. —, Junge und alte Vulkane in Deutschland. Aus der Natur, 2, S. 584 ff. 1907.
8. —, Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiet der Lahn und Dill, 2. Teil. N. J., Beil.-Bd. 28, S. 379 bis 420, Taf. 6. 1909.
9. Brüning, K., Beiträge zur Kenntnis des rheinisch-westfälischen Untercarbons. Geolog. Archiv, Bd. 1, Heft 4/5, S. 263—266. 1923.
10. Correns, C. W., Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). Sonderabdruck aus den Mitteil. der Abt. für Erz-, Salz- und Gesteinsmikroskopie der Geol. Landesanst., S. 18—38, Taf. 1. 1924.
11. v. Dechen, H., Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. 2. Bonn 1884.
12. Heim, Arn., Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundsch., 15, S. 1—47. 1924.
13. Hüffner, E., Beiträge zur Kenntnis des deutschen Culms. Dies. Jahrb., 35, I, S. 448—548. 1915.
14. Kayser, Em., Über seine Aufnahmen im Dillenburgischen. Dies. Jahrb., 13, S. XXXIX bis XLI. 1893.
15. —, Vulkanische Bomben aus nassauischem Schalstein. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 48, S. 217—218. 1896.

16. Kayser, Em., Über den nassauischen Culm. N. J., Jahrg. 1900, I, S. 132—134.
17. —, Geologische Karte von Preußen, Lieferung 101. 1907.
a) Blatt Dillenburg
b) » Herborn
c) » Ballersbach
d) » Oberscheld.
18. —, Geologische Karte von Preußen, Lieferung 212. 1915.
a) Blatt Marburg
b) » Niederwalgern.
19. —, Lehrbuch der Geologischen Formationskunde. 6. u. 7. Aufl. Stuttgart 1923/24.
20. Kegel, W., Abriß der Geologie der Lahnmulde. Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 86. 1922.
21. —, Über die Aufnahmen auf Blatt Wetzlar. Dies. Jahrb., 41, II, S. (LXVII) bis (LXXX). 1922.
22. — und Richter, R., Zur Stratigraphie der Sattelachse zwischen Lahn- und Dillmulde. Dies. Jahrb., 44, S. 514—516. 1924.
23. Lieber, H., Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. Bamberg 1917.
24. Paeckelmann, W., Über das Oberdevon und Untercarbon des Südflügels der Herzkamper Mulde auf Blatt Elberfeld. Dies. Jahrb., 42, S. 257—306, Taf. 2. 1922.
25. Parkinson, H., Über eine neue Culmfauna von Königsberg unweit Gießen und ihre Bedeutung für die Gliederung des rheinischen Culms. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 55, S. 331—374. 1903.
26. Potonié, H., Silur- und Culmflora des Harzes und des Magdeburgischen. Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 36.
27. Reuning, E., Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn-Driedorf. N. J., Beil.-Bd. 24, S. 390—459, Taf. 25—35. 1907.
28. Schmidt, H., Das Oberdevon-Culmgebiet von Warstein i. W. und Belecke. Dies. Jahrb., 41, I, S. 254—339, Taf. 12 u. 13. 1922.
29. —, Zur Stratigraphie des Untercarbons. Centralbl. f. Min., Jg. 1923, S. 741—746.
30. —, Alter und Entstehung der Tuffbreccie von Langenaubach. Senckenbergiana, 6, S. 85—95. 1924.
31. Schmierer, T., Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Biedenkopf. Dies. Jahrb, 41, II, S. (LXVII)—(LXXX). 1922.
32. Schottler, W., Geologische Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstab 1:25000.
a) Blatt Gießen, 1913
b) » Allendorf, 1913.
33. Sommer, K., Die Fauna des Culms von Königsberg bei Gießen. N. J., Beil.-Bd. 28, S. 611—660, Taf. 27—30. 1909.
34. Stille, H., Uber Alter und Art der Phasen varistischer Gebirgsbildung. Nachrichten von der Kgl. Ges. der Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl., aus dem Jahr 1920, S. 218—224.
35. Wedekind, R., Das Mitteldevon der Eifel, eine biostratigraphische Studie. 1. Teil: Die Tetrakorallen des Unteren Mitteldevons. Schriften der Ges. z. Beförd. der ges. Naturw. zu Marburg, 14, 3. Heft, 1924.

Das Muschelkalk-Keuperprofil am Bahnhof Sandersleben

Von Herrn **Ernst Naumann** in Berlin

Um die Kurve der Eisenbahn zwischen Frekleben und Sandersleben etwas zu mildern, wurden im Sommer 1924 am Treppen[1]) größere Baggerungen vorgenommen. Die hierbei geschaffenen Aufschlüsse brachten eine erhebliche Berichtigung der geologischen Karte[2]) und lieferten ein schönes Profil, das von den oberen Schichten des Oberen Muschelkalkes bis zu den untersten des Gipskeupers reicht.

Die Berichtigung der Karte besteht darin, daß die westlich vom Bahnhof Sandersleben angegebene Rötpartie dem Gipskeuper und dem Unteren Keuper zuzurechnen ist. Zu ersterem gehört auch der nordwestlich von diesem Bahnhof angegebene Gips. Ob zwischen diesem Gipskeuper und dem Oberen Muschelkalk des Rüsterberges eine Verwerfung durchsetzt oder unter dem Löß noch einmal Unterer Keuper als südwestlicher Gegenflügel auftritt — die Schichten des neuen Profils fallen flach nach Südwesten unter rd. 20° ein —, und wie sich die Tektonik auf dem rechten Wipperufer hierzu verhält, habe ich nicht untersuchen können. Jedenfalls ist die Triasmulde bei Sandersleben am meisten eingetieft und es muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, die tektonischen Verhältnisse dieser Gegend weiter aufzuklären.

Das Profil des Aufschlusses am Treppen lautet von S nach N:

	m	
		Unterster Gipskeuper
1.	rd. 3	graue, z. T. violette Mergel mit wenig Gipsresiduen
		Grenzdolomit = 0,5 m
2.	0,50	hellgelber, dolomitischer Kalk mit *Myophoria Goldfussi*
		Unterer Keuper i. e. S. = 49,44 m
		a) Lichte Mergel = 21,59 m
3.	rd. 3	graue Mergel mit Roteisensteinknollen und gelblichen, dolomitischen Kalken
4.	rd. 2	weinrote, graue und dunkelrote Mergel
5.	rd. 3	graue und weinrot geflammte Mergel mit Roteisensteinknollen und gelben, dolomitischen Lagen
6.	1,00	dunkelgrauer Schieferton
7.	1,50	hellgrauer, z. T. etwas sandiger Mergelton
8.	0,10	graue Mergel mit Roteisensteinknollen

[1]) Vergl. Meßtischblatt Hettstedt, 1 : 25000, Nr. 2457.
[2]) Vergl. Blatt Gerbstedt der Geol. Spezialkarte von Preußen, Lief. 18.

9.	1,00	gelber, zelliger Dolomit mit graugrünem Mergel
10.	0,30	fette graugrüne Letten
11.	0,08	schwarze Lettenkohle
12.	1,45	dunkelgraue, tonige Mergelschiefer
13.	0,30	graue Mergel und gelbliche Dolomite
14.	0,55	hellgraue, pflanzenführende, milde Sandsteine
15.	0,30	graue Mergel mit Roteisensteinknollen
16.	0,40	gelbe, zellige Dolomite
17.	0,25	graugrüne Mergel
18.	0,80	rote, graugrün geflammte Mergel und Sandsteine
19.	0,45	graugrüne Letten und Sandsteinschiefer
20.	0,01	schwarze, erdige Lettenkohle
21.	2,00	blaugraue Letten
22.	1,10	rote, z. T. ockrig oder grün geflammte Mergel

Hauptsandstein = 8 m

23.	8,00	graue, milde Sandsteine mit wenigen Pflanzenresten

Anoplophorasandstein = 7,95 m

24.	0,30	ockrige, mürbe Dolomitschicht
25.	2,00	graue Tone und gelbliche Mergel
26.	1,50	hellgrauer, z. T. toniger Sandstein mit Pflanzenhäcksel
27.	0,20	gelbe Dolomitknollenschicht
28.	0,25	graue Mergel
29.	0,20	gelber Dolomit
30.	2,00	gelbbrauner, weinrot gefleckter, mürber Sandstein
31.	0,80	hellgrauer, toniger Sandstein mit Schwefelkiesknollen
32.	0,70	grauer, z. T. sandiger Schieferton und Sandstein

Hauptdolomit = 4,20 m

33.	1,20	matt gelblicher Dolomit mit Kalkspatdrusen, stark zersetzt
34.	rd. 3	gelbe und graugrüne Mergel mit gelben Dolomitlagen

Unterer Lettenkohlensandstein = 9,70 m

35.	rd. 6	graue Schiefertone und Sandsteinschiefer mit *Anoplophora lettica* und *A. brevis*, *Myophoria transversa* u. a.
36.	rd. 2	graue und grünliche Schiefertone mit Sandsteinlagen und Dolomitbänkchen
37.	0,10	gelbliche, klüftige dolomitische Bank
38.	0,60	gelbliche und grünliche Mergel
39.	rd. 1	hellgrauer Sandstein

Oberer Muschelkalk = 17,43 (soweit aufgeschlossen)

Schicht 40—49 = 9,85 m

40.	4,00	grauer Schieferton
41.	0,10	ockrig-sandige Kalkbank mit senkrechten Kalkspatleisten (Kastendolomit?)
42.	0,80	grauer Schieferton
43.	0,30	ockrige Kalksandsteinplatten mit Fischschuppen
44.	0,25	graugrüne Schiefertone
45.	0,90	graugrüne Schiefertone mit drei 10 bis 15 cm starken, z. T. ockrig verwitternden Kalksandsteinbänkchen mit vielen Fischschuppen
46.	0,70	grauer Schieferton
47.	0,20	grauer Schieferton mit weißen Kalklinsen
48.	0,60	grauer Schieferton
49.	2,00	harte, graue und mürbe, weiße, oft linsenförmige Kalke mit Tonzwischenlagen
50.	0,18	Terebratelbank: grauer harter, gelblich-ockrig verwitternder Kalk mit vielen kleinen Terebrateln, nicht glaukonitisch

Schicht 51—60 = 7,4 m

51.	1,10	graue Kalkplatten mit Schieferton wechselnd (»Tonplatten«)
52.	0,10	harte, graue Kalkbank mit Fischschuppen und *Gervillia*
53.	1,40	harte, ziemlich dicke Kalkplatten mit grauem Schieferton wechselnd

54. 0,37 harte, graue Kalkbank mit einzelnen Fischschuppen
55. 0,50 graue Kalkplatten und Schiefertone
56. 0,55 graue Kalkplatten und Schieferton mit *Ceratites spinosus* E. Phil.
57. 0,30 harte, graue Kalkbank
58. 1,50 graue Kalkplatten und Schiefertone
59. 0,55 zwei harte Kalklagen mit Zwischenlage von Schieferton
60. rd. 1 graue Kalkplatten und Schieferton (»Tonplatten«)

Dieses Profil wurde gebaggert und deshalb nicht in einem fortlaufenden Stoß, sondern stückweise aufgeschlossen. Durch die sehr reichlich vertretenen Tone wurden die härteren Schichten oft verschmiert und so ist es möglich, daß vielleicht diese oder jene dünne Lage übersehen worden ist. Im ganzen konnte aber doch ein recht vollständiges Profil gemessen werden.

Der Gipskeuper enthält nördlich vom Bahnhof in der Kirschpflanzung ein deutliches Gipslager und besteht im übrigen aus grauen, z. T. auch roten Mergeln, die auch die gewöhnlichen Gipsresiduen enthalten.

Der Grenzdolomit ist im Vergleich zu Profilen des inneren Thüringens ähnlich in seiner Mächtigkeit herabgemindert, wie im Werragebiet und im Eichsfeld; er zeigt hier bei Sandersleben dunkelgelbe Farbe und führt *Myophoria Goldfussi* in geringer Menge.

Der Untere Keuper im engeren Sinne oder Kohlenkeuper zeigt eine Ausbildung, die zwischen der des nordwestlichen Deutschlands (Wesergebiet und Lippisches Bergland) und der Thüringens (Gegend von Weimar) vermittelt. Er gliedert sich hier bei Sandersleben in folgende fünf Unterabteilungen:

1. Lichte Mergel	21,59 m	
2. Hauptsandstein	8 »	
3. Anoplophorasandstein . . .	7,95 »	49,44 m
4. Hauptdolomit	4,20 »	
5. Unterer Lettenkohlensandstein	9,70 »	

Die Abgrenzung dieser fünf Abteilungen gegeneinander ist nicht sehr scharf; bezüglich der Abtrennung vom Muschelkalk ist die Gepflogenheit im Wesergebiet beibehalten worden, wo man den Kohlenkeuper mit der ersten Sandsteinbank (Schicht 39) beginnen läßt.

Im einzelnen ist über diese Unterabteilungen noch folgendes zu sagen:

Die lichten Mergel bestehen in der Hauptsache aus grauen, untergeordnet auch roten Mergeln und enthalten als Einlagerungen meist gelb verwitternde Dolomitbänke und besonders im untersten Teil daneben mehr Sandsteine und Sandsteinschiefer. Die grauen Mergel führen mehrfach Roteisensteinknollen und an zwei Stellen Lettenkohlenflözchen, von denen das mächtigere, obere wohl ungefähr dem gleichen Flöz bei Weimar, Langensalza und Ershausen entspricht[1]).

Etwa dem Hauptsandstein des Wesergebietes mag die Sandsteinfolge Schicht 39 entsprechen, die undeutliche Pflanzenreste enthält.

Die sogenannten Anoplophorasandsteine der Gegend von Langensalza und des Wesergebietes sind wohl durch die Schichten 24—32 vertreten.

[1]) E. Naumann, Zur Gliederung des Unteren Keupers in Thüringen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1914, Bd. 35, Teil I, S. 292 ff.

Mit dem Hauptsandstein (Schicht 23) zusammen sind letztere den grauen Sandsteinen Schmid's in der Gegend von Weimar vergleichbar.

Als Hauptdolomit sind die Schichten 33 und 34 dem gleichnamigen Horizont im Wesergebiet gleichzustellen; bei Weimar zeigt dieser Horizont jedoch eine mehr lettige Ausbildung (Kohlenletten, oberer Teil mit Dolomitbänken), wobei Dolomite und Letten im Verhältnis 1:3 stehen. Im Wesergebiet haben wir dagegen z. B. bei Rinteln einen 6 m mächtigen Dolomithorizont ohne Lettenzwischenlagen.

Die unterste Abteilung des Kohlenkeupers, der Untere Lettenkohlensandstein ist hier bei Sandersleben besonders in den Schichten 35 und 39 erkennbar. In Schicht 35 sind die für diesen Horizont bezeichnenden Fossilien *Anoplophora lettica* und *A. brevis* und *Myophoria transversa* in Menge vorhanden. Schicht 35 ist jedoch mehr Schieferton als Sandstein, eigentlich meist ein Mittelding zwischen beiden, das mehr dem Schieferton zuneigt, ein sandiger Schieferton, der den Namen Lette mit Recht verdient. Schicht 39 ist dagegen mehr reiner Sandstein und damit der eigentliche Vertreter des Unteren Lettenkohlensandsteins. Im Vergleich zu Thüringen (Weimar) ist unser Profil in diesem untersten Horizont reicher an Sandsteinen und es fehlt hier bei Sandersleben das bei Weimar und Apolda bekannte Untere Lettenkohlenflöz und ebenso die schwarzen Kohlenletten jener Gegend.

Ein ziemlich umfangreiches Profil des Kohlenkeupers von Thale am Harz hat uns G. Brandes gegeben[1]). Gegenüber dem Sanderslebener zeigt das genannte eine geringere Mächtigkeit der Lichten Mergel von 15,5 m; sie enthalten bei Thale eine Wirbeltierschicht mit Resten von *Ceratodus* und *Thecodontosaurus*, die bei Sandersleben nicht beobachtet ist. Der Lettenkohlensandstein (Hauptsandsteine) wird bei Thale nur 1,15 m mächtig angegeben, was schon an und für sich unwahrscheinlich ist; außerdem beschreibt aber Brandes nicht weit unter dem genannten Sandstein dunkle Kalkbänke, die er als »Horizont der Hauptmuschelbänke« bezeichnet. Diese entsprechen aber nach seiner Beschreibung wohl ziemlich sicher dem, was bei Langensalza von Erich Kaiser und mir[2]) als Bank mit *Anoplophora donacina* und in Ostthüringen von E. E. Schmid[3]) als Guthmannshäuser Kalk angegeben worden ist. Dieser Kalk liegt aber bei Langensalza unter dem Anoplophorasandstein, also sehr tief im Kohlenkeuper. Vielleicht ist deshalb anzunehmen, daß das Brandes'sche Profil von 1901 eine wohl durch eine streichende Störung bedingte Lücke aufweist, was bei der Überkippung dieser Schichten nicht unwahrscheinlich wäre. Bei Sandersleben ist der Brandes'sche Horizont der Hauptmuschelbänke anscheinend nicht vorhanden, was beim Unteren Keuper ebensowenig verwunderlich ist, als das Fehlen der Lettenkohlenflözchen der Lichten Mergel bei Thale im Gegensatz zu Sandersleben.

[1]) Georg Brandes, Vorläufige Mitteilung über ein Profil im Kohlen- und Gipskeuper bei Thale am Harz. Zentralbl. f. Min. usw. 1901, S. 1. — Ders., Weitere Mitteilung über den Keuper in der Gegend von Thale am Harz, ebenda 1904, S. 373.

[2]) Geologische Spezialkarte v. Preußen usw. Blatt Langensalza nebst Erläuterung.

[3]) E. E. Schmid, Über den Unteren Keuper im östlichen Thüringen. Abhandl. z. Geol. Spezialkarte v. Preußen usw., Bd. I, Heft 2, S. 34.

Die Grenze zum Oberen Muschelkalk bildet Schicht 41 unseres Profils; eigentliche Kastendolomite sind hier nicht zu beobachten. Der oberste, 9,85 m mächtige Schichtenkomplex der Ceratitenschichten besteht im wesentlichen aus grauen, grünlich verwitternden Schiefertonen, denen sandige Kalke mit Fischschuppen und besonders unten (Schicht 48 u. 49) weiße, kreideähnliche Kalke eingelagert sind. Dann folgt darunter eine Kalkbank mit vielen kleinen Terebrateln, von der jedoch unsicher bleibt' ob sie der Weimarischen Glaukonitbank (= Bank der kleinen Terebrateln G. Wagner's) oder den *Cycloides*-Bänken jener Gegend entspricht. Unter ihr ist bei Sandersleben noch eine 7,4 m mächtige Wechselfolge von Kalkplatten und Schiefertonen aufgeschlossen, deren Kalke außer Fischschuppen und vereinzelter *Gervillia socialis* einen *Ceratites spinosus* E. Phil. geliefert haben. Bairdien und Estherien habe ich in den Schiefertonen dieses Profils bisher nicht finden können, halte aber ihr Vorkommen für nicht unmöglich.

Wenn somit das Profil von Sandersleben einen Beitrag zur Kenntnis des mitteldeutschen Unteren Keupers geliefert hat, so war doch bei der vorübergehenden Art des Aufschlusses nur eine verhältnismäßig wenig eingehende Untersuchung möglich. Trotzdem werden diese Angaben vielleicht bei Beurteilung späterer benachbarter Aufschlüsse dienlich sein und das Bild unserer Formation vervollständigen helfen.

Einige Bemerkungen über den roten, ostpreußischen Deckton

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin

Im Frühjahr 1924 hatte ich Gelegenheit, einige Güter an der Grenze der Kreise Pillkallen und Ragnit im ostpreußischen Decktongebiet genauer zu untersuchen.

Diese Untersuchungen wurden dadurch sehr begünstigt, daß ich dabei nicht nur auf die Ergebnisse der Handbohrungen angewiesen war, sondern daß ich durch etwa 500—800 m frische Wegegräben und etwa $2^1/_2$—3 km eben ausgehobener Draingräben einen ungewöhnlich guten Einblick in die Beschaffenheit dieses Gebietes bekam, wie er m. W. bisher noch keinem Beobachter geboten war.

Ich will mit diesen Zeilen die viel umstrittene Frage des roten ostpreußischen Decktons[1]) nicht neu aufrollen und zur Entscheidung bringen, sondern mich nur anf die Beschreibung der von mir unter diesen ungewöhnlich günstigen Umständen in diesem begrenzten Gebiet gemachten Beobachtungen und Tatsachen beschränken.

Die von mir festgestellten Tatsachen sind folgende:

Der Deckton dieses Gebietes ist ein brennendroter bis braunroter, sehr kalkreicher Tonmergel, der in seinen unverwitterten Teilen ziemlich reichlich dünne, hellgrüne, unregelmäßige Streifen[2]) und Flecke aufweist und in allen Aufschlüßen, wenn auch vereinzelte, so doch stets zu findende, bis zwei Faust große, z. T. schön geschliffene Geschiebe (Silurkalke!, kristalline usw.) enthält. Vereinzelt habe ich Lesesteinhaufen an den Feldwegen gefunden, auf denen bis über kopfgroße Geschiebe lagen.

Der unverwitterte, unveränderte, rote, grüngestreifte, kalkreiche Deckton war in allen, bis 1,80 m tiefen, ganz frischen Draingräben völlig ungeschichtet; er ging an vereinzelten Stellen sowohl nach

---

[1]) R. Klebs, Der Deckton und die tonigen Bildungen des Unteren Diluviums bei Heilsberg. Dies. Jahrb. f. 1883, S. 598 ff. — Daselbst auch weitere Literatur.

[2]) Diese hellgrüne Streifung wird von anderen Autoren z. T. als Schichtung aufgefaßt. Vergl. A. Jentzsch, Schriften der phys.-ökonom. Gesellschaft zu Königsberg, Bd. 18, 1877, S. 219.

der Tiefe zu wie seitlich ganz allmählich in normale, schwere aber doch schon deutlich sand- und kieshaltige Moräne über, die sich schon wie Geschiebemergel anfühlte — eine scharfe Grenze zwischen Deckton und normalem braunen bis blaugrauen Geschiebemergel war nirgends zu finden.

Die Verwitterungsrinde dieses roten, kalkhaltigen Decktons war auffallend verschieden gefärbt (und verschieden mächtig) — z. T. war es ein braunroter bis rotbrauner zäher Ton, ohne grüne oder grünliche Streifen, z. T. war es ein brauner, gelbbrauner, gelbgrünlicher, mißfarbiger zäher Ton. An einer Stelle war die Verwitterungsrinde von einem ziemlich zähen, fast weißen (n. b. 5 % Humus enthaltendem!) Lehm gebildet von etwa 3 dm Stärke, und zwischen diesem fast weißen Lehm und dem normalen roten Deckton lag noch ein 23,7 % Kalk enthaltender weißer, 4—5 dm starker Tonmergel, der mir völlig rätselhaft ist.

Die Verwitterungstiefe und Entkalkungstiefe war in diesem eng begrenzten Gebiet auffallend verschieden; z. T. fing der kalkhaltige Deckton erst in etwa 8 dm Tiefe an, z. T. war er schon in 3—4 dm Tiefe zu finden, ja stellenweise bringt schon der Pflug den roten kalkhaltigen Deckton an die Oberfläche (weniger als 1,5 dm Verwitterungsrinde!). Die Oberfläche dieses zähen, nahezu völlig ebenen Decktons ist vielfach stark humos gefärbt und in eine Art Schwarzerde verwandelt, z. T. liegt aber auch der braunrote bis rotbraune Ton an der Oberfläche.

An einzelnen Stellen sind die kleinen Geschiebe so häufig, daß man einzelne schon an der Oberfläche bemerkt und auflesen kann.

In diesem fast tischplatten Decktongebiet finden sich aber doch einige charakteristische Oberflächenformen: flache, kreisrunde, z. T. mit Torf erfüllte Sölle von 1,80 bis > 2,5 m Tiefe und vereinzelte lange, schmale, etwa NW—SO streichende drumlinartige Rücken, welche letztere aber aus ziemlich normalem, braunem Geschiebelehm bestehen.

Auch ganz vereinzelte, niedrige Sandhügel bis flache Sandstellen finden sich gelegentlich.

Das ist der festgestellte Sachverhalt für dieses Gebiet. Dieser Sachverhalt deckt sich großenteils mit dem, was z. B. Jentzsch seinerzeit über den »roten Oberen Diluvialmergel« bezw. den Deckton auf Blatt Friedland usw. der 100000-teiligen Karte von Ostpreußen festgestellt hat[1]) — in den späteren Publikationen von Jentzsch und Klebs ist in steigendem Maße die Schichtung des Decktons betont.

Jentzsch (l. c. S. 137) betont auch das gelegentliche Zusammenvorkommen von dem roten Deckton mit unterlagerndem »weißen Staubmergel«. Da dieser »weiße Staubmergel« aber nur aus »kalkhaltigem Quarzstaub« bestehen soll, so kann er mit dem oben beschriebenen weißen Tonmergel wohl kaum in Beziehung gebracht werden, der nach der Analyse zahlreiche Silicate enthält. Jentzsch erwähnt allerdings die »auffallend bunten« Polarisationsfarben dieses »Quarzstaubes« unter

[1]) Vergl. A. Jentzsch, Die geognostische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1876. Schriften der phys.-ökonom. Gesellsch. zu Königsberg, Bd. 17, 1876, S. 136—137.

dem Mikroskop, was einigermaßen auffallend ist und nicht gerade für Quarz zu sprechen scheint.

Stellenweise wies der rote Deckton mit seinen hellgrünen Streifen in den tiefsten Draingräben eine auffallende Ähnlichkeit auf mit der merkwürdigen Lokalmoräne bezw. verschleppten Scholle, die ich im Oberen Geschiebemergel von Montitten, südlich Zinten beobachtet habe[1]), nur war diese Montitter Lokalmoräne nicht so brennendrot und die grüne Streifung in ihr war viel regelmäßiger, gleichartiger und schichtähnlicher. Diese auffallende Ähnlichkeit besonders, sodann aber auch die so merkwürdige Verschiedenheit der Verwitterungsrinde auf engem Raum veranlaßte mich, 5 vollständige Profile dieses Decktons und seiner Verwitterungsprodukte zur Analyse einzusammeln, von denen leider nur 2 analysiert werden konnten.

Bei diesen Analysen stellte sich heraus, daß der unverwitterte Deckton dieselben bisher unerhört hohen Kaliprozente, ja z. T. noch größere aufwies, wie sie auch in der Montitter Lokalmoräne beobachtet sind, wie sie sonst aber aus keinem norddeutschen Tonmergel und Geschiebemergel bekannt sind[2]); außerdem enthält der Deckton, wie sich aus dem Verhältnis von Kohlensäure zum Kalk und zur Magnesia ergibt, bemerkenswerte Mengen dolomitischen Materials. Alle diese Tatsachen verstärken den schon früher von mir ausgesprochenen Verdacht, daß das Ursprungsmaterial dieses roten Decktons und der Montitter Lokalmoräne von einer paläozoischen bezw. permotriassischen Bildung Kurlands stammt, was auch seinerzeit schon G. Berendt vermutet hatte[3]).

Aus der Literatur ergibt sich, daß dieser rote ostpreußische Deckton bezw. »Obere Diluvialmergel« fast in dem ganzen flachen, niedriggelegenen, nördlichen Ostpreußen, nördlich des Höhenrückens, weit verbreitet ist, und sich weit bis nach Rußland herein, bis in die Gegend von Kowno und bis fast nach Grodno findet[4]), daß er aber auf dem Höhenrücken selbst, auf der Seenplatte, schon fehlt, bezw. daß dort nur in vereinzelten Schollen, wie bei Montitten bei Zinten, rote tonige Gesteine als lokale Einschlüße im Oberen Geschiebemergel vorkommen. Es ergibt sich daraus also, daß das nördlich gelegene Ursprungsmaterial dieses roten Decktons bis gegen Schluß des Diluviums noch den Angriffen des Inlandeises, der Exaration, entzogen war — wahrscheinlich durch überlagernde Tertiärschichten — und, daß erst nach Ablagerung des großen Moränengürtels auf den Höhenrücken, das Inlandeis die nördlich gelegenen Gebiete bis auf diese roten paläozoischen Schichten denudiert hatte und sie nun selbst aufarbeiten konnte, wodurch die plötzliche und so auf-

[1]) Vergl. dies. Jahrb. f. 1923, Bd. XLIV, S. XC.

[2]) Vergl. Ganssen, Die Bedeutung der Nährstoffanalyse in agronomischer und geognostischer Hinsicht. Dies. Jahrb. f. 1902, Bd. XXIII, S. 1—69.

[3]) G. Berendt, Notizen aus dem russischen Grenzgebiet nördlich der Memel. Schriften der phys.-ökonom. Gesellsch. zu Königsberg, Bd. 17, 1876, S. 48—49.

[4]) Bei Dünaburg ist er 20 m mächtig, über Interglazialtorf! Vergl. G. Berendt, Ein geolog. Ausflug in die russ. Nachbargouvernements, Königsberg 1870 (W. Koch). — Grewingk, Das Bohrloch von Purmallen. Sitz.-Ber. naturforsch. Gesellsch. Dorpat 1878, IV, S. 559 ff.

fällige Rotfärbung der allerobersten Diluvialschicht entstand, die sich ganz allmählich und ohne scharfe Grenze aus normalen braunem bezw. blaugrauem Oberen Geschiebemergel entwickelt[1]).

Nachdem ich jetzt Gelegenheit gehabt habe, die permotriassischen bezw. tief permischen Schichten der Bohrungen Purmallen und Memel mir anzusehen, besteht für mich kein Zweifel, daß der rote ostpreußische Deckton nichts ist als diese verschleppten, sonst aber fast unveränderten permischen Schichten — so genau stimmen die Handstücke in allem überein.

Die bisher ausgeführten Analysen haben folgende Resultate ergeben:

Mechanische Analysen

a)	31,6 %	Sand,	31,2 %	Staub,	37,2 %	tonhaltige	Teile		
b)	13,2 »	»	18,4 »	»	68,4 »	»	»		
c)	7,2 »	»	21,6 »	»	71,2 »	»	»		

Nährstoffanalysen mit kochender, konzentrierter Salzsäure

	a) Ackerkrume fast weiß	b) Untergrund 1–5 dez fast weiß	c) tiefer Untergr. 1–1,20 rot, grüngefleckt
Al_2O_3	5,77	5,59	7,38
Fe_2O_3	5,01	4,44	5,57
CaO	0,76	**13,00**	**8,45**
MgO	**1,05**	**2,43**	**1,40**
K_2O	**0,97**	**1,14**	**1,41**
Na_2O	0,35	0,11	0,30
SiO_2	11,45	11,48	14,45
P_2O_5	0,08	0,07	0,07
CO_2	—	10,71	6,78
Humus	**5,03**	—	—
N	0,29	0,05	0,06
H_2O (105°)	4,15	2,94	4,89
Glühverlust	4,98	4,73	5,09
Unlösliches	60,11	43,31	44,15
SiO_2:	3,37:	3,49:	3,33:
Al_2O_3:	1:	1:	1:
Basen	0,96	1,13	0,69

Diese Analysen wären zu vergleichen mit den Analysen des roten Purmallener Mergels, die demnächst in einer Arbeit des Verfassers über die stratigraphische Stellung der roten permischen Schichten Norddeutschlands in diesem Jahrbuch behandelt werden.

Woher es kommt, daß auf so engem Raum die Verwitterung des einheitlichen roten Decktons so außerordentlich ungleichmäßig ist, und daß die Verwitterungsrinde so ganz verschieden gefärbt ist — braunrot, gelbbraun bis braun, gelblich-grünlich, ja fast völlig weiß — ist noch nicht klar zu übersehen.

Am auffälligsten von diesen Verwitterungsbildungen ist der fast weiße Lehm, der nach seiner mechanischen Analyse ein typischer Lehm bezw. grobsandiger Ton ist, und diese auffallende, fast weiße Farbe zeigt,

[1]) Vergl. auch A. Jentzsch, Der vortertiäre Untergrund des norddeutschen Flachlandes. Verhandl. des XII. deutschen Bergmanntages zu Breslau 1911, S. 7 u. 12–14.

trotz eines Eisengehaltes von 5,01 % Fe_2O_3 und eines Humusgehaltes von 5,03 %. Das Verhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3$ zu den Basen beträgt 3,37 : 1 : 0,96.

Es müssen in diesen Verwitterungsbildungen sehr merkwürdige Umlagerungen und Umformungen der Eisenverbindungen stattgefunden haben, deren Ursachen und Art noch nicht klar zu überblicken sind, und die zu ermitteln es noch sehr eingehender Untersuchungen bedarf.

Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern

Von Herrn **Kurd v. Bülow** in Berlin

Mit 7 Textfiguren

Aufgabe der vorliegenden Untersuchung ist es, den Hergang des Eisrückzuges im nordöstlichen Hinterpommern zu untersuchen. Die Arbeit fußt im wesentlichen auf KEILHACK's Abhandlung über »Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes« (Nr. 1) und sucht das im ganzen als richtig erkannte Bild der in dieser Abhandlung unterschiedenen Phasen X, XI und XII im einzelnen auszugestalten, d. h. die letzten Stadien des Eisrückzuges auf pommerschem Boden zu skizzieren.

Nach der genannten Arbeit ging der Eisrückzug in Hinterpommern derart vor sich, daß der Eisrand im Osten der Provinz mehr oder weniger stationär blieb, während er, je weiter nach Westen, in desto schnellerem Tempo zurückging. Die Folge davon ist, daß die Schmelzwasserwege nach Osten konvergieren, bezw. ausnahmslos im äußersten Osten des pommerschen Urstromtales (im Sinne KEILHACK's), also im südlichsten Teil des Kreises Lauenburg i. P. ihren Ausgang nehmen. Der Eisrückzug erfolgte also nicht rechtwinklig zur hinterpommerschen Küste, sondern im spitzen bezw. stumpfen Winkel zu ihr nach NO, derart, daß die Abflußwege des Schmelzwassers nicht der Küste parallel verlaufen, sondern sie in ungefährer Ost-Westrichtung schneiden. Infolgedessen ist — im Rahmen des von K. KEILHACK bearbeiteten Gebietes — das sogenannte pommersche Urstromtal am Nordfuß des Höhenrückens das älteste, das Leba-Rheda-Tal im äußersten Nordosten der Provinz das jüngste der pommerschen Abflußtäler.

Eine solche Gesamtrichtung des Eisrückzuges ist vollkommen selbstverständlich, wenn man bedenkt, daß ganz Hinterpommern völlig unter der Herrschaft des Baltischen Eisstromes stand (wie die Geschiebe beweisen), und daß dieses Eisstromes Richtung durch die Nord-Süd-Tiefenrinne der Ostsee bestimmt wurde.

Im Verlauf des letzten Rückzuges konnte KEILHACK eine Reihe von Phasen festlegen, die jeweils durch eine nennenswerte Stillstandslage und den dazugehörigen ausgeprägten Schmelzwasserweg gekennzeichnet sind.

Vom Ausgangszustand — Keilhack's Phase I —, als der Eisrand etwa nordöstliche Richtung mit Abweichung nach Osten hatte, ging er Schritt für Schritt zurück und nahm in »Phase IX« eine Lage ein, in der er schon ostwestliche Erstreckung mit Tendenz nach Nordwesten hatte. Nach der betr. Skizze (Tafel XVI) hatte er folgenden Verlauf: Von der Gegend nördlich von Stolpmünde und Stolp verlief er girlandenförmig bis in die Gegend südlich Lauenburg i. P., setzte sich in östlicher Richtung fort und bog schließlich nach SO auf Danzig zu ab. Das zugehörige Tal begann, soweit es auf pommerschem Boden verläuft, im Buckowintal und sprang bei Vogelsang auf das Stolpetalsystem über, dem es bis zur Mündung folgte.

Nach Maßgabe der Landschaftsformen lassen sich im weiteren Randgebiet des Inlandeises zu dieser Zeit eine Reihe einzelner Elemente unterscheiden (vergl. auch Fig. 7).

I. Der Garder Lobus

Hierzu Fig. 1

Die Endmoräne dieses Teillobus beginnt im Nordosten auf Blatt Schmolsin mit dem im wesentlichen aus Sand und Kies aufgebauten Revekol, der rund 110 m relative und 115 m absolute Höhe hat. Von dort



Fig. 1. Der Garder Lobus.

aus läßt sie sich nach SSW zwischen Gr.-Garde und Stohentin hindurch verfolgen (20—45 m abs.), verbreitert sich, geht durch die Südostecke des Blattgebietes Wobesde hindurch auf Bl. Freist über, nachdem sie zwischen Wittbeck und Stohentin ihre größte Breite erreicht, sich wieder verschmälert und bei Dominke einen massigen, kurzen Seitenzweig von Norden aufgenommen hat. Südwestlich dieses Ortes (etwa 2 km) biegt sie scharf nach Westen ab, zieht in gleichbleibender geringer Breite bis Rettfang hin und kulminiert im Hoppenberg und den Schiefen Bergen mit 50—55 m abs. Höhe. Bei Rettfang biegt sie nach einer kurzen Unterbrechung von 2—300 m Länge nach Norden und verläuft über Klein-Machmin (30 m), verbreitert sich nördlich Wobesde bedeutend, schließt bei Schönwalde ein Beckenmoor ein und erreicht die Küste der Ostsee in rund $2^1/_2$ km Breite auf den Blättern Wobesde und Neu-Strand.

Innerhalb des so umschriebenen Moränenbogens finden sich: im Süden eine Grundmoränenebene, die durch die ostwestlich verlaufende sandige Randbildung des Blocksberges u. a. Höhen bei Louisenbusch unterbrochen wird; das nördliche Drittel wird durch Flachmoore erfüllt, die den Garder See von Süden umranden. Innerhalb des Garder Sees wieder, der etwa 25 qkm groß ist, zieht sich von OSO nach WNW ein sandiger Rücken hin, der in der von zahlreichen Geschieben bedeckten »Steininsel« das Mittelwasser des Sees überragt und der als Endmoränenstück zu deuten ist.

Die Entwässerung dieses Eislobus erfolgte durch je ein deutliches Randtal, das den Lobus im Osten und im Süden begleitet: Im Osten ist es unmittelbar das Tal der Lupow, dem das Schmelzwasser von SW her durch ein verzweigtes Moortal bei Dominke und Lankwitz zufloß, sowie von SSW her durch ein ähnliches beschaffenes Tal aus der Gegend ndl. von Beckel.

Während der Ost- und Südostteil des Lobus auf diesem Wege entwässerten, strebten die Wassermassen des Südteiles über Kemper — wo die flache Wasserscheide gegen das letzgenannte Tal liegt — und Karzin, Lübzow und Groß-Machmin zur Stolpe nach Westen durch ein Haupttal, das heute nur von der Faul-Beek benutzt wird. Diesem Tale flossen außerdem von S her aus dem unter III. behandelten Gebiet größere Wassermengen zu.

II. Virchenziner Lobus

Hierzu Fig. 2

Dieser Lobus wird im W und S vom Lupowtal, im O etwa von der Linie Zedlin-Rumbske-Rowen bezw. dem Talzuge Klenzen-Rowen begrenzt, er schließt also unmittelbar östlich an den Garder Lobus an. Er setzt sich aus folgenden Stücken zusammen:

Im Süden liegen unmittelbar an dem hier ostwestlich verlaufenden Lupowtal die Gutzmerower Berge, die über 77 m Höhe erreichen. Als Randtal ist das Tal der Lupow anzusehen. Etwa zwei Kilometer nördlich davon findet sich ein nach Norden spitzwinklig divergierendes Doppeltal, das ein dreieckig begrenztes Hügelgelände einschließt, dessen höchster Punkt, die Bandemerhöhe, im Nordosten rund 86 m erreicht (etwa 70 m relativ).

Der westliche Schenkel des genannten Tälerwinkels (das Virchenziner Tal) begrenzt ein Gebiet, dessen Westgrenze durch das Lupowtal bei Schmolsin gebildet wird. In diesem Raum folgen von Süden nach Norden folgende landschaftliche Elemente aufeinander:

1. Ein nordöstlich verlaufendes, breites beckenförmiges Moortal, das unweit Alt-Guzmerow unvermittelt beginnend in ganzer Breite einsetzt, und durch eine schmale Rinne zum Virchenziner Tal hin entwässert;
2. ein hügliges Gelände, das deutlich zwei Hauptrichtungen erkennen läßt: NO und NW und maximal 36 m abs. Höhe erreicht (25 m rel.);
3. ein nahezu westöstlich verlaufendes Wiesental, das ebenfalls sofort in ganzer Breite einsetzt und in das genannte Virchenziner Tal einmündet;
4. der nahezu ostwestlich verlaufende Hügelzug um Selesen, der im Gohrkenberg 55 und nordwestlich davon 60 m Höhe erreicht.



Fig. 2. Der Virchenziner Lobus.

Das beschriebene Gebiet entspricht einem durch die Erosion der Lupow selbständig gewordenen Lobus des Inlandeisrandes: Die ersten Spuren der neuen Selbständigkeit sind die Gutzmerower Berge und das östlich von diesen beginnende, nach Norden gerichtete Bansekower Tal. Möglicherweise ist hier auch der Talzug Klenzin-Rowen zu nennen. Bei seinem Rückzug teilt sich der Lobus wiederum und zwar in einen östlichen Teillobus, der das Hügelland um die Bandemerhöhe und das dazugehörige zweischenklige Talsystem entwickelt, und in einen westlichen Teillobus: Dieser hält zum erstenmal nördlich Gutzmerow ein und bildet den südlichsten der drei erwähnten Hügelzüge, dem als Randtal das Alt-Gutzmerower Wiesental zuzurechnen ist. Alsdann verweilt der Eisrand bei Zietzen und bei Virchenzin, wobei das Schmelzwasser nach Süden (Alt-Gutzmerower Tal) und zum Virchenziner Tal nach Osten

abfließt. Der letzte Halt erzeugt schließlich das Hügelland um den Gohrkenberg sowie das südlich davon befindliche Westost-Tal, dessen Wasser zwischen diesem und dem Bandemer-Teillobus im Virchenziner Tal abfließt.

Die Entwässerung des Virchenziner Lobus ist somit schon völlig unabhängig vom Lupowtal.

Der Talzug Klenzin-Rowen bildete die Grenze gegen den Hauptteil des Eiskörpers und stellte gleichzeitig die Verbindung zwischen den beiderseitigen Entwässerungssystemen her, da er in den Unterlauf des östlichen Schenkels (Pustinkebach) des mehrfach erwähnten Tälerwinkels einmündet.

Südlich der beiden beschriebenen Teilloben ist ein Grundmoränengebiet zum weiteren Randgebiet des Inlandeises zu rechnen:

III. Das Grundmoränenplateau um Benzin

Vergl. hierzu die Übersichtskarte Fig. 7

Diese Grundmoränenhochfläche wird begrenzt: im Norden durch die Randtäler des Garder und des Virchenziner Lobus, im Westen durch die Stolpe, im Osten durch die Lupow und im Süden bezw. Südosten durch einen Talzug der etwa die Dörfer Dammen bezw. Bewersdorf an der Lupow und Ratsdamnitz unweit der Stolpe miteinander verbindet. Diese »Benziner Hochfläche« ist durch eine Reihe landschaftlicher Besonderheiten gekennzeichnet:

Eindeutige Anzeichen für Stillstandslagen fehlen; Staubeckenbildungen, die im Gebiet gelegentlich auftreten, sind kein Beweis für Randlagen (Ratsdamnitz, Hebrondamnitz u. a.);

das Plateau ist durch bedeutende Talzüge allseitig begrenzt;

die Entwässerung verläuft allseitig-radial, d. h. nicht irgendwie einseitig orientiert, sondern zentrifugal. Dazu kommt eine Reihe von Erscheinungen, die durch rezente Tätigkeit nicht gut erklärt werden können:

tiefe oder breite, jedenfalls bedeutende und weit im Innern der Hochfläche entspringende Täler, in denen außerdem gar nicht selten Terrassenreste auftreten, und

steil und tief eingerissene trockene Schluchten (»Gründe«), die nur durch kurz aber energisch wirkende große Wassermassen erklärt werden können;

ferner sind zu nennen: zahlreiche »Sollrinnen« — kleine Abbilder der Seenrinnen — auf der Höhe des Plateaus, die sehr oft keinen natürlichen Anschluß an die allgemeine Hydrographie haben;

zahlreiche geschlossene Geländemulden (Tümpel, Moore usw.).

Die Gesamtheit dieser Erscheinungen scheint dafür zu sprechen, daß in diesem Gebiete eine nennenswerte Eisbewegung gefehlt hat, daß also ein Gebiet toten, vom Inlandeise abgetrennten Eises vorliegt.

Die gleichen Erscheinungen lassen Rückschlüsse auf den Mechanismus der Toteisbildung zu:

Es ist anzunehmen, daß die Abtrennung großer Eislappen vom Haupteiskörper durch subglaziale Schmelzwasserläufe hervorgerufen wird. Dieser Vorgang wird im dünnen Randgebiete des Inlandeises durch dessen Neigung zur Lobenbildung wesentlich unterstützt, wenn nicht gar ermöglicht. Die Bewegungsrichtung solcher Wasserläufe mag präglazial oder doch wenigstens vor der letzten Vereisung interglazial vorgezeichnet sein.

Wahrscheinlicher dürfte es jedoch sein, daß sich die subglazialen Ströme erst unter den besonderen Verhältnissen der betreffenden Vereisung herausgebildet haben: In erster Linie ist ihre Richtung durch die Linien geringsten Fließwiderstandes im Eise, d. h. durch den Verlauf der Stromfäden des Eises selbst bedingt (vergl. hierzu Elbert Nr. 2). Als untergeordnete Komponente tritt gelegentlich die Bodenneigung des Untergrundes hinzu, die dann vorherrschend werden kann, wenn sie entweder ausnehmend groß wird oder aber wenn die Strömung des Eises und die dadurch bedingte Ausbildung ausgeprägter Linien geringsten Widerstandes anormal klein wird.

Im vorliegenden Fall dürfte die letztere Möglichkeit zur Erklärung heranzuziehen sein: Die umfangreiche Toteisabtrennung spricht — neben der deduktiven Forderung — dafür, daß die Intensität der Eisbewegung, die Aktivität des Vorschiebens in gewissen Stadien des Rückzuges so gering wurde, daß die zweite Komponente: die Fließrichtung der Schmelzwasser, vorherrschend werden mußte. Mit anderen Worten: Die Richtung der subglazialen Ströme wurde in erster Linie durch die nach Norden gerichtete Neigung des Untergrundes bestimmt.

Bei der im Eisrandgebiet anzunehmenden geringen Eismächtigkeit ist es nicht verwunderlich, daß der Wärmevorrat des subglazial fließenden Wassers genügte, das Eis bis zur Oberfläche durchzuschmelzen, wobei an eine Unterstützung des Herganges durch Querspaltenbildung gedacht werden kann, die oft schon durch ganz geringe Gefällsänderungen im Untergrund hervorgerufen werden kann. Von solchen Spalten aus mag die Oberflächenerosion der subglazialen Abtrennung entgegengearbeit haben.

Diese Überlegungen dürften sich mit dem decken, was Deecke (Nr. 3, S. 11) 1906 ausspricht: »An ‚Totem Eis' wird es auf den von den Schmelzbächen umflossenen Hochflächen .... nicht gefehlt haben.«

Auch E. Geinitz (1920) spricht von der Möglichkeit der Bildung »mächtiger Partien« von Toteis, die in eisfreien Umgebungen erhalten bleiben konnten (Nr. 4). Andere Autoren haben — namentlich in neuerer Zeit — ebenfalls Toteismassen zur Erklärung bestimmter Verhältsnisse herangezogen.

Was nun das Toteisgebiet der Benziner Hochfläche im einzelnen angeht, so möge folgendes angeführt werden: Die Bedingung der allseitigen Begrenzung durch bedeutende Täler ist, wie schon erwähnt, erfüllt. Die Täler, die diesen randlichen Haupttälern von der Hochfläche her zugehen, beginnen im Innern des Plateaus mit einem mehr oder weniger weitgehend verästelten System kleiner Quelltälchen, die heute meist trocken liegen, mit Moor erfüllt sind oder der künstlichen Entwässerung als Wege dienen. Der Umstand, daß eine Reihe dieser Täler

oft recht tief eingeschnitten ist, spricht für kurzdauernde Wirkung kräftig erodierender Wassermassen. Hierher gehören die »Lübzower Gründe« südlich von Lübzow, die »Freister Gründe« südöstlich von Freist, das Tal zwischen Schwetzkow und Liepen und eine Reihe anderer. Die Tatsache der Steilwandigkeit mag für subglaziale Entstehung bezw. Anlage sprechen.

Breite, flach eingesenkte Talwannen hingegen deuten auf freie Entwicklungsmöglichkeit der Schmelzwässer, d. h. auf Eisfreiheit im Augenblick und am Orte der Bildung. Man trifft sie deshalb in erster Linie in den Randgebieten des Eises an, insonderheit dort, wo größere Subglazialwassermassen das Randtal erreichten. Beispiele hierfür liefert besonders die Umgebung von Lübzow, wo die Wassermassen der Lübzower und Freister Gründe in das Randtal des Garder Lobus eintreten. Die gleiche Erscheinung in geringerem Ausmaße zeigt die Einmündung des Hebron-Damnitzer Tales in die Lupow bei Bewersdorf. Auch die Breite desselben Tales in der Gegend der Wasserscheide, die zwischen Mahnwitz und Warbelow von einem 3—$3^1/_2$ km langen Moor gebildet wird, ist auf zahlreiche Zuflüsse von beiden Seiten zurückzuführen.

Ein weiteres Anzeichen umfangreicher, wenn auch unbedeutender Tätigkeit subglazialen Schmelzwassers sind zahlreiche abflußlose Senken von verschiedenen Formen und Größen, die torf- oder wassergefüllt oder auch trocken liegend, sich weithin über die Hochfläche verstreut finden. (Vergl. hierzu auch F. E. Geinitz 1886, Nr. 5.) Da diese kleinen Becken und Rinnen keinen Anschluß an die gegenwärtige Hydrographie haben, sind sie nicht durch alluviale Erosion zu erklären. Ebenso wird die diluviale Entstehung der den randlichen Haupttälern zugehenden Radialtäler durch gelegentlich vorhandene Terrassenreste bewiesen, die in verschiedener Höhe die Talwände begleiten. Man fühlt sich bei der Betrachtung dieser Talformen versucht, eine U-Form des Diluvialtales zu konstruieren, die auch nach Abzug der auf den Terrassen liegenden Schuttmassen bestehen bleibt, d. h. nicht auf die geringe Maximalböschung der lockeren Diluvialmassen zurückzuführen ist. Sollte diese Beobachtung zu Recht bestehen, so wäre der Exaration durch Eiszungen ein Anteil an der Bildung einzelner Täler zuzuweisen.

Unmittelbar südlich grenzt an diese Hochfläche ein Gebiet (»Hochfläche von Velsow«), das auf den ersten Blick einige Ähnlichkeit mit dem vorgenannten hat, insbesondere ist es ebenso allseitig von bedeutenden Tälern begrenzt: im Norden und Westen vom Bewersdorf-Ratsdamnitzer Talzug, im Süden vom »Pommerschen Urstromtal«, im Osten von der Lupow. Hingegen sind die anderen Merkmale, wenn überhaupt, so nur untergeordnet wiederzufinden. Dafür bringen die bewegten Geländeteile am Westrande des Gebietes zwischen Warbelow-Mahnwitz und Dumröse und um Dumröse-Denzin (Weizenberg 105 m), sowie die Waldberge nördlich von Alt-Damerow (Warzberg 93 m), die sich nach Südosten über Neu-Damerow bis in die Gegend nördlich von Velsow fortsetzen, eine neue Note ins Bild und sprechen für eine rhytmische Bewegung des Eisrandes. Die Moränenhöhen unmittelbar nördlich des Urstromtales, das hier vom Schlottowbach benutzt wird, repräsentieren eine längere

Eisrandlage an dieser Stelle und leiten zu den östlich gelegenen Gebieten über. Infolgedessen sollen auch die oben erwähnten Stillstandslagen (Weizenberg, Warzberg usw.) in anderem Zusammenhang behandelt werden (siehe unten S. 325).

Im Gegensatz zum Benziner Plateau verdankt also die Velsower Hochfläche ihre Beschaffenheit nicht einem Toteisblock, sondern einem aktiven Teil des Inlandeises. Das Lupowtal, das diesen Teil nicht abzutrennen in der Lage war, muß hier also unter dem Eise verlaufen sein. Daß es der Lupow weiter unterhalb gelungen ist, das Benziner Toteis abzutrennen, mag einmal auf die größeren Wassermengen zurückzuführen sein, die ihr dort zur Verfügung stehen mußten, andererseits aber auch auf die exponiertere, bedeutend weiter vorgeschobene Lage des Benziner Lappens im Verhältnis zum geschlossenen Inlandeise.

Nach Bildung der bisher beschriebenen Randteile: Garder und Virchenziner Lobus, Benziner Toteisgebiet und Velsower Hochfläche hatte der Eisrand also folgende Lage: Während der Abspaltung des Toteises von Benzin wich die SW-Ecke des Inlandeises (Velsower Teil) bis zur Lupow zurück; der Südrand, der bis dahin am Kopfende des »Pommerschen Urstromtales« einigermaßen stationär gewesen war, begann sich nun ebenfalls langsam in Bewegung zu setzen. Die Schmelzwässer benutzten noch das Buckowintal und das Lupowtal unterhalb Kosemühl, die Schlottow und die Stolpe, während das Lupowtal von Vogelsang abwärts vorerst nur subglazial verlief und erst nach dem völligen Verschwinden des Velsower Eislappens an die Stelle der Schlottow und der Stolpe als Randtal trat und zwischen Inlandeis und Benziner Toteis, sowie zwischen Garder und Virchenziner Lobus hindurch abfloß. Das Wasser des Toteisgebietes ging zu gleicher Zeit allseitig durch die großen Täler ab und gelangte durch Lupow und Stolpe zur Ostsee.

Von dem Augenblick an, in dem das Lupowtal unterhalb Niemetzke in seiner ganzen Länge als Randtal diente, als der Stolpefluß seine Selbstständigkeit erlangt hatte, bildete der Rand des Inlandeises wieder eine ununterbrochene Linie und verfügte über ein geschlossenes Randtal.

Im Osten lag er in der Gegend der alten Linie noch am »Pommerschen Urstromtal«, das bis Niemetzke noch immer als Abfluß diente. Hier aber hatten die Schmelzwässer das alte Tal verlassen; von diesem Abzweigungspunkte an diente das Tal der Lupow dem alleinigen Abfluß. Der Eisrand folgte ihm bis einige Kilometer nördlich von Dammen, wo das Tal nach Westen abbiegt, er selbst aber weiter nach Norden verlief und ein breites, jetzt vermoortes Randtal entwickelte, das über Rowen nach Norden verläuft und das Schmelzwasser des Inlandeises zwischen diesem und dem — vielleicht z. T. noch vorhandenen? — Virchenziner Lobus nach dem Meere führte. Ein kleiner Teil des Wassers aber ging durch ein Gewirr kleiner Täler noch immer zur Lupow (bei Großendorf). Bei Großendorf mündete ferner ein ziemlich bedeutendes Tal aus ostnordöstlicher Richtung, also aus der Richtung des Inlandeises, in die Lupow. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß dieses Tal einem größeren Spalten-

system oder einem größeren subglazialen Strome im Eise entspricht (siehe unten S. 326).

Alle beobachteten Erscheinungen fordern einen nördlich gerichteten definitiven Abfluß der Schmelzwassermengen zum Meere. Diese Tatsache könnte auf den ersten Blick befremden, wird aber durch eine kurze Überlegung durchaus in den Bereich der Möglichkeit gerückt: Der Unterlauf der Küstenflüsse des nordöstlichen Hinterpommern, sowie die allgemeine, ungefähre Ost-West-Erstreckung des Eisrandes in diesem Stadium des Rückzuges lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß auch die westliche Fortsetzung des Eisrandes im Bereiche der See jenseits der Strandlinie einigermaßen die Ostwestrichtung innehielt. Es blieb also zwischen der Küste und dem Eisrand immer ein eisfreier Winkel offenen Wassers, auch wenn die Küstenlinie seinerzeit, d. h. vor der Litorinasenkung, weiter draußen lag. Mit anderen Worten: Das Wasser, das beispielsweise zwischen zwei Randlappen nach Norden abfloß, mußte, um die offene See zu erreichen, zwar subglazial weiterfließen, wird jedoch aus dem angeführten Grunde immer nur ein kurzes Stück auf diese Weise haben zurücklegen müssen. Hierbei mögen ihm zwei weitere Umstände zustatten gekommen sein: denn erstens ist es sehr wohl möglich, daß der Auftrieb des Meerwassers das Inlandeis — wenigstens stellenweise und in den dünnen Randgebieten — gehoben und so die Wasserbewegung unter dem Eise erleichtert hat, und zweitens wird die Neigung zur Lobenbildung und -abschnürung auch jenseits der Strandlinie bestanden haben, wodurch die Wasserbewegung wiederum erleichtert wurde, da auf diese Weise die subglazialen Wegstücke mehrfach durch offene, eisfreie Strecken unterbrochen wurden.

Der weitere Rückgang des nunmehr einheitlichen Hauptlobus vollzog sich folgendermaßen:

Der Südrand lag auf der Linie Ossek-Werder-Buckowin bezw. Labuhn-Zewitz-Wutzkow-Kosemühl-Alt Karwen-Lupow am »Urstromtal«, von diesem nur durch die Sandermassen bei Schimmerwitz getrennt, während er westlich Wutzkow unmittelbar ans Tal heranreichte, bei Kosemühl eine fast 160 m hohe Moräne zurückließ (»Kosemühler Berge«) und bei Alt-Karwen wiederum einen Sander entwickelte.

Dieser Linie nahezu parallel zieht sich einige Kilometer weiter nördlich ein Moränenzug über Krampkewitz und Roslasin nach Groß-Boschpol, anzeigend, daß der Eisrand hier völlig gleichmäßig zurückwich. Als westliche Fortsetzungen dieser beiden Randlagen sind vielleicht die auf S. 324 erwähnten Moränenlandschaften anzusehen: 1. Warbelow-Mahnwitz; 2. Weizberg und Warzberg. In diesem Falle ist also der bisher behandelte Teil des Rückzuges des Hauptlobus den Vorgängen auf der Velsower Hochfläche zeitlich gleichzusetzen.

Das ganze Gelände südlich des Lebatales ist wohl als Endmoränengebiet aufzufassen, denn zwischen dem Oberlauf der Leba im Osten, dem breiten Ostwestteil des Lebatales im Norden, dem »Pommerschen Urstromtal« im Süden und dem »Mühlbach« (bei Groß-Ruhnow, Varzmin

usw.) im Westen ist überaus lebhaft bewegt. Die letztgenannte Stillstandslage ist wohl mehr oder weniger subjektiv herausgegriffen, da sie sich bei wiederholten Begehungen als offenbar zusammengehörig herausstellte. Insbesondere war bei dieser Zuteilung die Gegend unweit nordwestlich von Roslasin maßgebend, von der aus gesehen der Kulminationspunkt des pommerschen Höhenrückens, der Dombrowa- und der Krauschelberg (210 und 220 m ü. M.), eine Geländewelle bei Roslasin, sowie die Hügel westlich von Reddestow bis Dzech in einer geraden Linie liegen. Auch der Verlauf der größten Täler des Gebietes nördlich Okkalitz, südlich Krampkewitz und bei Wunneschin deutet durch seine annähernde Ost-West-Richtung auf eine entsprechende Erstreckung des verhaltenden Eisrandes. Kurz und gut: Einige Anzeichen — und wenn diese fehlten, müßte es gefordert werden — scheinen darauf hin zu deuten, daß der Eisrand in dem umschriebenen Bereich einigermaßen gleichförmig zurückging, d. h. seine ursprüngliche Bogenform (Ossek-Werder-Buckowin usw. bis Kosemühl) beim Abschmelzen beibehielt und in dieser Form auch den Südrand des späteren Lebatales erreichte (vergl. Nr. 6).

Entsprechend dem Umbiegen des Randtales des »Hauptlobus» nach Norden (Niemetzke-Vogelsang) müßten auch in diesem Winkel Randlagenanzeichen zu erwarten sein: Es ist das Gebiet zwischen dem schon einmal genannten Mühlbachtal als SO-Grenze, dem Lupowlauf im Westen, dem Lebatal unterhalb Czierwienz im Osten, dem Talzug Großendorf-Warbelin-Dargeröse im Norden.

Aus den betr. Meßtischblättern ist zu ersehen, daß dies Gebiet, das dem Südwestrande des Inlandeises entspricht, im großen und ganzen folgende Eigenschaften hat: Sölle und geschlossene Geländemulden treten auf, die allgemeine Entwässerung verläuft allseitig-radial, bedeutende Täler greifen weit in das Innere des Gebietes hinein und beginnen oft mit vermoorten Becken oder mit intensiver Verästelung (z. B. Gegend von Rexin-Gohren, Gesorke u. a.). Ferner ist in einem Falle — bei Grapitz — eine ganz enorme, unvermittelte Verbreiterung eines Tales zu beobachten. Da die Stelle dieser auffälligen Erscheinung dem Ose der »Bauernberge« benachbart ist und eine auffällige Parallelität mit diesem zeigt, liegt es nahe, an einen kausalen Zusammenhang zu denken und eine Erklärung in der Korn'schen Theorie der Entstehung von Osarn zu suchen (Nr. 7), die subglaziale Spalten in totem Eise voraussetzt. Ähnliche, unvermittelte Talerweiterungen finden sich beispielsweise bei Darsin und bei Vw. Neu-Bewersdorf westlich von Grapitz und deuten, wie die erstgenannte, auf ein kompliziertes Spaltensystem im toten Eise. Alle Symptome führen in Übereinstimmung mit dem Auftreten steiler, trockener Schluchten dazu, das umschriebene Gebiet als unter Toteis geformt aufzufassen.

Aktiv hingegen war wieder der Teil des Eisrandgebietes, der nördlich des Talzuges von Dargeröse-Großendorf dem Toteise benachbart war.

Dieses Tal beginnt am Fuße der Schmalzberge (71 m) in beträchtlicher Breite und teilt sich alsbald in zwei gleichbreite Arme, deren einer unmittelbar nach Süden und Südosten zum Lebatal geht, während der

andere nach Westsüdwesten verläuft, sich unterhalb Zipkow nach einer plötzlichen Einschnürung stark verbreitert und bei Warbelin unvermittelt abbricht und einen schmalen Arm nach Norden sendet, einen gleichen von Süden empfängt (s. Fig. 3). Diese plötzliche Laufänderung deutet auf ein Hindernis und findet ihre einfachste Erklärung in der Annahme eines Toteisblockes, der hier — zwischen Hauptlobus und Virchenziner Lobus — liegen geblieben war. Seine Grenzen sind durch Talzüge gegeben; von diesen deuten die wirren Wasserläufe und unregelmäßigen Verbreiterungen in der Gegend von Großendorf auf nennenswerte Wassermengen und ungenügende Abflußmöglichkeit, d. h. wiederum auf Toteisblöcke, die den Weg nach Norden (über Rowen) und nach Westen zur Lupow vorübergehend sperrten.

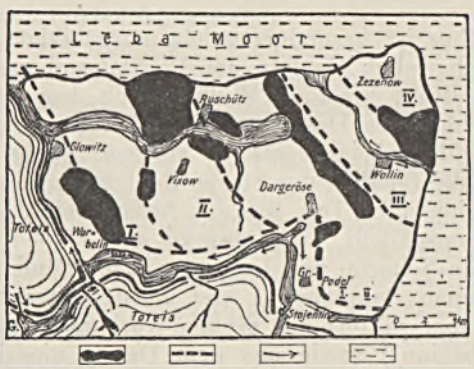


Fig. 3.

Sind wir also berechtigt, den Talzug von Dargeröse-Großendorf als Nordgrenze des Toteisgebietes um Rexin anzusprechen, so macht das Verhalten des Eises nördlich dieser Linie größere Schwierigkeiten.

Dieser Teil des Eises wird im Norden und Osten durch das Lebatal, im Süden durch den genannten Talzug und im Westen durch das Zipkow-Glowitzer Grenztal des Toteisblockes[1]) zwischen dem Hauptlobus und dem Virchenziner Teillobus begrenzt.

Die Südgrenze ist ohne weiteres gegeben. Da dieses Randtal jedoch am Fuße einer, wenn auch unbedeutenden Moräne entspringt, muß der Eisrand hier einen einspringenden Winkel gehabt haben, bezw. nach Süden vorgesprungen sein. Das Tal, das von dem Haupttal alsbald abzweigt und nach Süden bis Südosten über Groß-Podel zum Lebatal geht, gibt den Verlauf des Eisrandes an (Fig. 3).

In gleicher Weise ist die Westgrenze zu erklären.

Die Ost- und Nordgrenze hingegen bildet das Lebatal, das, offenbar

[1]) Dieser Toteiskörper verhält sich etwa wie der Virchenziner Lobus — rechts und links Abflußtäler, dazwischen Hügelgelände — so daß auch an einen Zusammenhang mit dem Inlandeise gedacht werden kann, an Stelle des Toten Eises also ein aktiver Randlappen träte.

später entstanden, eine Grenzlinie sekundärer Art ist, die genetisch keine Bedeutung für den Hergang des Rückzuges in diesem Gebiete hat.

In dem umschriebenen Gebiete, das etwa die Form eines rechtwinkligen Parallelogramms hat, ist als Hauptrichtung der Bodenformen etwa NNW-SSO zu bemerken. In dieser Richtung verlaufen nicht nur die meisten größeren Bodenwellen, sondern auch mehrere deutliche Höhenzüge, die ihrer Form nach als Endmoränen anzusprechen sind. Von diesen ist der erste, westliche Zug wenig ausgeprägt (Glowitz-Warbelin, 35—53 m ü. M.), der zweite hingegen deutlich abgesetzt: er verläuft vom Unterberg bei Zemmin (76,8 m) nach der Gegend östlich von Vixow (51,5 m). Die Höhen südwestlich und westlich von Vixow (60—65 m) dürften als Zwischenstadien zwischen dem ersten und zweiten Zuge aufzufassen sein.

Der dritte Zug ist besonders schön ausgebildet: er verläuft von Wilhelmshof nordwestlich Poblotz am Lebatalrand westlich an Poblotz vorbei, über Schlotthof (westlich Wollin) nach dem Berge, der südlich Wollin den Kirchhof des Dorfes trägt. Offenbar entspricht dieser Zug einer längeren Stillstandsdauer als die vorigen; dafür spricht außerdem ein an seinem Fuße (südlich der Straße Poblotz-Ruschütz) in rund 1 km Breite blind beginnendes Tal, das im Anfang ein Hochmoor mit dem Schwarzen See umschließt, sich alsdann auf 200—300 m verschmälert und über Zemmin-Schorin das Lebatal erreicht und auf diesem Wege die vorbeschriebenen Randlagen 1 und 2 durchbricht. Diese Durchbrüche sind offenbar mittels der großen, vorhanden gewesenen Wassermengen (s. Talbeginn!) sowie aus dem Dasein niedriger Pässe in den Moränenzügen zu erklären. Ein gewisser Aufstau des Wassers ist besonders in der Talverbreiterung östlich von Zug 2 noch heute zu bemerken. (Man kann auch an einen Vorgang denken, den Spethmann »Durchrinnung von Endmoränen« genannt und am Vatna-Jökull beobachtet hat [Nr. 9].)

Bei Glowitz biegt das Tal ganz plötzlich nach Norden ab. An der Umbiegungsstelle mündet (ziemlich gradlinig mit dem abgebogenen Talstück) von Süden (Warbelin) her das als Randtal des Toteises von Klenzin (zwischen Haupt- und Virchenziner Lobus) angesprochene Tälchen ein. Außerdem findet eine beachtliche Verbreiterung statt: Auch hier war das gleiche Toteis Ursache des Abbiegens und des Aufstaues. Es muß also die ganze Rückzugszeit bis zum Stillstand Wilhelmshof-Schlotthof usw. (Zug 3) überdauert haben. Im ganzen dürfte sich also der Eisrückzug in diesem Gebiet etwa in der Art der Fig. 3 abgespielt haben.

Daß der Eisrand in der Tat an dieser Stelle etwa NW-SO-Richtung hatte und nicht etwa parallel dem Lebatalrand verlief, — zu welcher Annahme eine schematische Verbindung der Moränenzüge 1—3 führen könnte, die alle am Lebatal abstoßen — beweist die letzte Stillstandslage bei Wollin (s. Fig. 3). Diese Stillstandslage besteht im wesentlichen aus einem in der genannten Richtung verlaufenden Kiesrücken im Nordosten von Wollin, sowie einem diesem Rücken angelagerten kupierten Gelände, in dem überaus verworrene Lagerungsverhältnisse zu herrschen

scheinen. Der ganze Komplex hebt sich als geschlossene Einheit mit vorherrschender Erstreckung von NW nach SO von seiner Umgebung ab, so daß an seiner Endmoränennatur nicht zu zweifeln ist. Außerdem verfügt diese Moräne über ein eindeutig ausgebildetes Randtal, das mit Talsand und jüngeren, alluvialen Schuttmassen angefüllt ist: Von Friedrichswerder am Westrand des Lebatales (östlich Wollin) steigt es aus rund 9 m Meereshöhe steil an und erreicht nach weniger als 2 km bei Wollin etwa 36 m, um von hier aus stetig abzufallen; und zwar verläuft es zuerst noch einigermaßen in westlicher Richtung, schwenkt alsbald nach Norden und biegt schließlich nach Nordosten auf Poblotz zu um und mündet ins Lebatal, d. h. also der Abfluß des Schmelzwassers erfolgte offenbar nach beiden Seiten hin, sowohl nach Norden (Poblotz) als auch nach Osten (Friedrichswerder).

(Die nördliche Mündung des Wolliner Urstromtales westlich von Zezenow zeigt, ebenso wie die Gegend östlich und südlich des Dorfes, eine eigentümliche Landschaftsform, die weiter unten besprochen werden soll [s. S. 331].)

Die gesamte Anlage läßt an der Richtung des Eisrandes keinen Zweifel und zwingt insbesondere dazu, das Tal Poblotz-Glowitz, das die Endmoränenstaffeln durchbricht, nicht als Randtal eines ost-westlich verlaufenden Eisrandes zu deuten. Die Frage jedoch nach dem Zusammenhang dieses Eisteiles mit dem Inlandeiskörper ist nicht ohne weiteres zu beantworten. Unten (S. 331) wird gezeigt, daß es sich wahrscheinlich um einen weit vorspringenden Lobus handelt und nicht um einen später abgeschnürten Toteisblock.

Nachdem nun der Eisrand die Wolliner Stillstandslage verlassen hatte, ist ein neuer, der letzte große Abschnitt im Rückzuge erreicht. Das heutige Lebatal ist nunmehr die Grenze der Bedeckung des Landes mit lebendem Eis. Im Süden war der Eisrand ständig schwankend vom Urstromtal bei Schimmerwitz usw. unter Beibehaltung seines ursprünglichen, flachgebogenen Verlaufes nach Norden zurückgewichen; im Westen und Südwesten hatte sich ein großer Toteiskomplex zwischen Lupow und Leba losgelöst, im Norden und Nordwesten war ein Speziallobus nördlich des Großendorf-Dargeröser Tales schrittweise zurückgegangen und hatte mit seinem Rand das Gebiet des Lebatales erreicht.

Die Frage, wie sich das Lebatal in dieser Zeit verhielt, ist wohl nicht mit Sicherheit zu beantworten. Jedenfalls ist anzunehmen, daß sein Nord-Südstück als subglazialer Schmelzwasserlauf an der Abtrennung des erwähnten Toteisklotzes mitgewirkt, sowie auch einen Teil des Wassers aus dem kleinen Wolliner Urstromtal aufgenommen hat. Andererseits ist es jünger als die Stillstandslagen um Dargeröse und Wollin, denn es schneidet diese — besonders die jüngste — ab; doch ist es alt genug, daß es den Schutt des Wolliners Tales noch fortschaffen konnte, so daß diesem Talausgang (bei Friedrichswerder) im Gegensatz zu den meisten anderen Nebentälern des Lebatales ein ausgeprägter Schuttkegel fehlt. Es ist nach allem anzunehmen, daß das Lebatal subglazial war und zur Zeit nach dem Verlassen der Wolliner Randlage seine weitere Ausgestaltung begann.



Fig. 4. Das Leba-Tal unterhalb Lauenburg i. P. (nach Röse'schen Aufnahmen).

Die Konfiguration des Lebatalbodens (Fig. 4) scheint auf den ersten Blick durchaus für subglaziale Entstehung zu sprechen, da flache Wannen mit trennenden Schwellen abwechseln. Eine nähere Betrachtung jedoch zeigt, daß die ausgedehntesten Schwellen im Talboden vor der Einmündung von Nebentälern liegen; sowie ferner, daß die Größe der Schwelle im allgemeinen etwa der Bedeutung des Nebentales entspricht:

der östlichste Teil des West-Ost-Stückes in der Gegend von Lauenburg, der an sich schon durch die Höhen von Neuendorf und die Wilhelmshöhe unmittelbar östlich der Stadt ohnehin eingeengt ist, erscheint durch den riesigen Schuttkegel (I) des von Süden kommenden Kuhbaches völlig ausgefüllt und weithin verflacht;

die Einmündung des Langeböser Mühlbaches (an der Stelle der Umbiegung nach Norden) ist ebenfalls durch eine weitreichende Aufschüttung gekennzeichnet, die das Tal in seiner ganzen Breite einnimmt (II);

von Schurow bringt ein Wasserlauf ebenfalls beträchtliche Schuttmassen, die z. T. mit den vorigen verschmelzen (III);

der Schuttkegel (IV), der vor Groß Podel-Stojentin liegt, zeigt eine deutlich nach Norden, also talwärts gerichtete Ablenkung, die durch die Strömung im Haupttal zu erklären ist;

gegenüber III und IV am Ostrand des Tales schließen sich die Schuttkegel zahlreicher Erosionstäler flächenhaft zusammen, so daß der Eindruck einer ausgedehnten, jetzt unter dem Moor liegenden Terrasse entsteht. Einige weit nach Westen vorspringende Lappen würden diese Annahme jedoch widerlegen.

Nördlich davon finden sich völlig andere Verhältnisse:

vor dem Tal von Groß-Jannewitz (V) ist eine fast kolkartige Vertiefung von rund 6 m im Untergrund zu bemerken;

gegenüber am Westufer finden sich, von V durch eine etwa 3 m hohe Schwelle getrennt, Tiefen von rund 5 m über größere Flächen.

Wiederum nördlich davon befindet sich eine Gruppe von Rinnen, Schwellen und »Kolken«, die offenbar wirbelnder Wasserbewegung ihre Entstehung verdankt, die die ganze Talbreite erfüllt haben muß. Die Ursache dieses Wasserwirbels ist in der Verflachung des Tales zu erblicken, die jenseits einer von Belgard in westnordwestlicher Richtung auf Giesebitz zu verlaufenden Linie einsetzt.

Die Verhältnisse finden folgende einfache Erklärung: Die Wassermengen des Haupttales, zu denen sich die der Nebentäler gesellten, vor deren Mündungen dabei z. T. Erosions- und Evorsionsvertiefungen entstanden, wurden durch ein im Norden auf der genannten Linie liegendes Hindernis aufgestaut und unter Wirbeln gezwungen, nach Westen abzufließen. Es liegt kein Grund vor, in dem Hindernis etwas anderes zu vermuten, als den Rand des Eises, zumal die Richtung der Linie Belgard-Giesebitz einigermaßen mit der der letzten, westlich des Lebatales gelegenen Stillstandslagen (bei Dargeröse, Wollin usw.) übereinstimmt. Die Wassermassen konnten sich alsdann — nach Passierung des Hindernisses — wieder frei entfalten und längs des Eisrandes das offene Meer (im Nordwesten) gewinnen.

Man könnte jedoch für die Verflachung des Lebatales jenseits der Linie Belgard-Giesebitz die Schuttmassen des Charbrower Mühlbaches verantwortlich machen, der, nach dem Ausmaß seines diluvialen Talbodens zu urteilen (Kgl. Freist), recht beträchtliche Sandmengen bewegt haben muß. Eine solche Erklärung würde aber nicht den »Strudelbildungen« zwischen Belgard und Zezenow gerecht werden, so daß man bestenfalls in der Lage wäre, den Mühlbachtalschuttmassen nur ausgestaltende, betonende Wirkung auf ein schon vorhandenes Relief zuzusprechen.

In diesem Zusammenhang erklärt sich auch die schon kurz erwähnte Landschaftsform, die die Umgebung von Zezenow beherrscht (Fig. 4): der Form nach ist die Ecke nördlich der Wolliner Stillstandslage und östlich der nördlichen Mündung des dazugehörigen Randtales (bei Poblotz) eine etwas undeutlich ausgebildete, gelegentlich durch Erosion zerschnittene Terrasse; ihrem Aufbau nach weicht sie hingegen nicht von einer Hochfläche mit verworrenen Lagerungsverhältnissen ab, wie man sie in der Nähe von Stillstandslagen oder bedeutenden Talrändern antrifft. Am ehesten würde die Bezeichnung Erosions- bezw. Denudationsterrasse dieser Landschaftsform gerecht werden. Diese Ansicht, die unabhängig von der oben über die Abflußverhältnisse im Lebatal mitgeteilten ge-

wonnen wurde, wird durch diese zwanglos gestützt, wenn man daran denkt, daß der Aufstau durch den Eisrand das Wasser gezwungen haben kann oder vielmehr gezungen haben wird, die flachen Geländeteile an der Umbiegungsstelle vorübergehend zu überschwemmen und einzuebnen. Denn weiter westlich, am Südrande des hier ostwestlich verlaufenden Lebatales, fehlt diese Landschaftsform und wird durch mehr oder weniger ausgeprägte Erosions- oder Brandungsränder ersetzt. Eine Ausnahme macht nur die Gegend von Poblotz, wo das dort mündende kleine Urstromtal von Wollin eine ganz entsprechende Wirkung gezeitigt hat.

Aus den bisherigen Ausführungen ergibt sich, daß das Lebatal unterhalb Mackensen (Chotzlow), d. h. unterhalb der Umbiegung nach Norden wahrscheinlich subglazial angelegt, durch seine seitlichen Zuflüsse von Westen und Osten her ausgestaltet wurde, daß es aber zur Zeit seiner Entstehung nur bis zur Linie Giesebitz-Belgard reichte, also noch nicht seine heutige Ausdehnung hatte, da hier der Eisrand eine freie Entwicklung hinderte und einen Abfluß nach Westen erzwang.

Diese Tatsachen lassen diesen Teil des Lebatales als vor dem Eisrande gebildet erscheinen und weisen der subglazialen Anlage nur eine gleichsam richtunggebende Bedeutung auf die Formung des Eisrandes zu.

In späterer, postglazialer Zeit wurde das Lebatal von einer Senkung betroffen. Den Beweis dafür liefert eine ganze Reihe von Dünen, die sich im Bereich der Meßtischblätter Charbrow und Schurow im Moore befinden, so beispielsweise westlich von Karolinenthal, in der Gegend der Moorversuchswirtschaft Neuhammerstein, im Zezenower Fichtmoor und a. a. O. Und zwar handelt es sich um nach Westen geöffnete Bögen (z. B. bei Karolinenthal), sowie um reihenförmig angeordnete Dünenzüge (insbesondere bei Charbrow) von beträchtlicher Länge. Gelegentliche Handbohrungen in der Karolinenthaler Gegend, in der weiteren Umgebung von Neuhammerstein, am Charbrower »Fuchsberg« und a. a. O. haben gezeigt, daß diese Sandmassen nicht auf das Moor hinaufgeweht sind, sondern auf dessen Untergrund aufliegen. Ähnlich verhält es sich mit den Sandbrinken zwischen Vietzig und Neuhammerstein, die die Oberfläche des Torfes knapp oder auch gar nicht erreichen.

Die Dünenbildung muß also älter sein, als die Torfbildung. Außerdem muß der Grundwasserstand zur Zeit der Dünenaufwehungen unter dem jetzigen Boden des Lebamoores gelegen haben, bezw. er muß seit jener Zeit um mindestens den Betrag der Torfmächtigkeit angestiegen sein. Einige Dezimeter sind noch hinzuzurechnen für seine mindeste Tiefe unter dem seinerzeit trocken liegenden Talboden. Die so gewonnenen Mindestbeträge für die Landsenkung an dieser Stelle — welcher Begriff wohl mit dem Anstieg des Grundwassers gleichgesetzt werden darf — bewegen sich zwischen 3 und 6 m.

Im Zusammenhang mit der Senkung stehen möglicherweise auch einige andere Erscheinungen des Talbodens: so ließe sich — wie schon erwähnt — die Verflachung des Talbodens nördlich der Linie Belgard-Giesebitz als Geländeteil deuten, der zeitweise durch das dort lagernde Eis gegen Wasserwirkung geschützt war (in diesem Zusammenhang könnte die dort befindliche 3 m tiefe Stelle als sollartige Bildung ge-

deutet werden), später aber, nach Rückgang des Eises, in den Bereich des Urstromtales geriet, jedenfalls aber nicht im gleichen Maße und während gleicher Zeiträume wie das übrige Tal der Erosion ausgesetzt war. Man kann auch daran denken, daß diese »Erosionsterrasse« durch den Schutt des Charbrower Mühlbaches aufgehöht wurde, doch nicht genügend, um bei der Landsenkung nicht unter den Grundwasserspiegel zu gelangen.

In gleicher Weise — d. h. als gleichsam aus Schuttkegeln aufgebaute Talterrasse, die später unter den Grundwasserspiegel gesenkt wurde — sind eventuell die schon erwähnten Talbodenformen am östlichen Ufer zwischen Mackensen und Klein-Jannewitz zu deuten, deren westliche Ausläufer noch jetzt ihre Schuttkegelnatur erkennen lassen. Ähnlich verhält sich der Schuttkegel von Kalischnitz-Mockree (östlich Groß-Podel IV), sowie die Umbiegungsstelle des Lebatales zwischen Mackensen (Vitröse-Chotzlow) und Langeböse (II).

Diese z. T. recht beachtlichen Schuttmassen müssen in einer Zeit angehäuft worden sein, als noch eine bemerkbare Strömung im Lebatal herrschte, d. h. als dieses überhaupt noch in seiner ganzen oder doch fast ganzen Breite — wenn auch nicht gleichzeitig — als Wasserweg diente: denn eine Reihe der Schuttkegel zeigt eine deutliche Umbiegung nach Norden, talwärts. Mit anderen Worten: die Ausfurchung der Täler, die diese Schuttmassen lieferten, muß unmittelbar in die Abschmelzzeit gefallen sein, in der auch noch das Haupttal Wasser führte. Die obere zeitliche Grenze der Schuttbildung in nennenswertem Umfange ist durch die Landsenkung gegeben (Gefällsverminderung, Ausbreitung der Vegetationsdecke usw.).

Nach Ablauf des Wassers waren dann die Bedingungen für die Dünenbildung gegeben, d. h. das Sandmaterial war genügend trocken, um vom Winde transportiert werden zu können, bezw. das Grundwasser stand höchstens einige Dezimeter unter dem Boden des Lebatales. Die später einsetzende Hebung der Erosionsbasis um rund 6 m beendete alsdann die Dünenbildung und leitete die Versumpfung und Vermoorung des Haupttales ein: es findet sich hier also eine ähnliche Zeitfolge der Ereignisse, wie sie Korn (Nr. 11) vom Netzetal bei Czarnikau beschrieb. (Eine nähere Behandlung sollen diese Fragen im Zusammenhang mit der Geschichte des hinterpommerschen Alluviums im allgemeinen, sowie der Küste demnächst erfahren.)

Oberhalb der Umbiegungsstelle des Tales bei Mackensen-Langeböse, also im Ost-West-Stück des Lebatales scheint die Senkung nur geringere Beträge erreicht zu haben, bezw. schon ganz zu fehlen. Denn die im Nord-Süd-Teil übertorften Schuttmassen treten von der Umbiegungsstelle an in immer steigendem Maße an die Oberfläche und bilden oberhalb Lauenburg ausgedehnte Sandflächen. Eine Reihe umfangreicher Schuttkegel begleitet den Südrand des Tales von Langeböse bis Groß-Boschpol. Ihr größtes Ausmaß erreichen diese Massen vor dem Langeböser Tal, vor dem stattlichen, mit einer Reihe von Terrassen ausgestatteten Tale des Kuhbaches südlich Lauenburg und schließlich bei Groß- und Klein-Boschpol; zwischen Brück und Luggewiese (östlich Lauen-

burg) dehnt sich eine tischebene weite Sandfläche aus und die Siedlungen des Lebatales zwischen Lauenburg und Boschpol liegen nahezu ausnahmslos auf derartigen Sandflächen, die sich sowohl als Terrassen der Abschmelzzeit, als auch als verschmolzene Schuttkegel deuten lassen, was ja schließlich auf eins herauskommt. Infolgedessen finden sich die im Nord-Süd-Stück häufigen untermoorischen Dünen hier im Ost-West-Stück nicht, sondern liegen offen zutage.

Trotz dieser — nur graduellen — Verschiedenheit sind beide Talstücke unbedingt als gleichwertige Stücke aufzufassen, die gleichzeitig und unter gleichen Verhältnissen ausgebildet wurden (vergl. Axel Schmidt, Nr. 12). Die Randtalnatur des Ost-West-Stückes erscheint zweifelsfrei; denn nennenswerte Moränengebiete, einmündende Täler mit diluvialen Terrassen, ein diluvialer Talboden mit gleichsinnigem Gefälle kennzeichnen dieses bis zu mehreren Kilometern breite und z. T. mehr als 60 m tiefe Tal. Eine andere Frage ist die nach dem Kopfgebiet dieses Urstromtales, die noch immer mehr oder weniger unentschieden zu sein scheint. Die Beantwortung dieser Frage wird durch den vielberufenen Gefällsknick im Grenzgebiet zwischen Leba und Rheda-Fluß bei Groß-Boschpol erschwert. Während einige Autoren (Nr. 12, 1 u. a.) diese Talverbiegung auf postglaziale tektonische Vorgänge zurückführen, denkt Wunderlich (Nr. 13) in erster Linie an Aufschüttung durch den von Süden her an dieser Stelle ins Haupttal einmündenden Oberlauf der Leba und läßt die Frage nach den Ursachen für die Aufbiegung des Restbetrages offen. Am einfachsten dürfte die Lösung sein, die Sonntag (Nr. 10 u. 16) aus seinen Beobachtungen über die Terrassen der Urstromtäler des unteren Weichselgebietes abgeleitet hat: »In der heutigen Weichselniederung dehnte sich ein Stausee, der wahrscheinlich von Osten her über die Drausenseebucht und ihre südöstliche Verlängerung große Schmelzwassermengen empfing, die er nördlich von Danzig in der größeren Enge zwischen Eisrand und Höhe mit stärkerer Strömung nordwärts entsandte. Über Klein-Katz-Rheda-Neustadt-Lauenburg eilten die Wasser der Lebamündung zu, wo sie eisfreies Wasser erreichten.« (S. 51.) Rechnet man nämlich auf Kosten der Akkumulation bei Groß-Boschpol einige Meter vom Betrage der »Verbiegung« ab, so ergibt sich für den Verlauf des diluvialen Talbodens ein einigermaßen ausgeglichenes, gleichsinniges Gefälle für den gesamten, eben zitierten Talwasserweg. Mit anderen Worten: Die Herkunft dieses Urstromtales ist klar, die Frage der Verbiegung hingegen ist noch offen, hat jedoch mit den oro- und hydrographischen Erscheinungen des Eisrückzuges keinen Zusammenhang, auch dann nicht, wenn man die Verbiegung als älter als das Tal auffaßt, wie man es nach dem Gesagten zu tun berechtigt ist, da ja auch dann noch immer die Abflußmöglichkeit bestehen bleibt.

Eine zweite Besonderheit von Wert für die Beurteilung der Rückzugsverhältnisse hat das Urstromtal in dem Os von Luggewiese-Bruch aufzuweisen.

Die Beschaffenheit des Oszuges ergibt sich aus der beigefügten Skizze (Fig. 5). Aus ihr geht hervor, daß der Osrücken eindeutig als solcher

im Gelände hervortritt und daß auch typische Kennzeichen dieser Geländeform nicht fehlen: Auf und Ab der Kammlinie, Osgraben (Luggewieser Seen und vielleicht am Boden des Lebamoores), Osgruben usw. Ohne weitere Annahme unerklärlich wäre jedoch die Tatsache, daß der Os sich im Tal befindet und daß seine Umgebung aus Talsand besteht, der allerdings auf Geschiebemergel (Ziegelei!) zu ruhen scheint (?). Sieht man von einigen auffällig gestreckten Hügeln der südlich von dem Os befindlichen Moränenlandschaft ab, die unter Umständen zum Os zu rechnen wären (?), so beginnt der Os in einem Gewirr von sandigen Hügeln zwischen Luggewiese und Rybnick (Kameslandschaft), aus dem er sich herauslöst und nach NO—O verläuft.

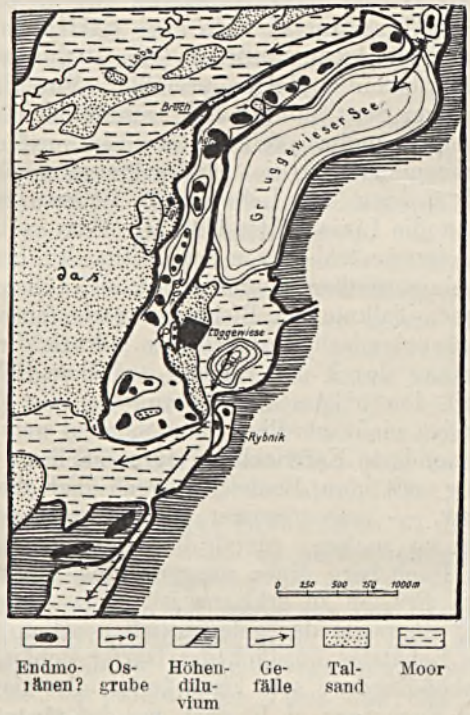


Fig. 5. Os vom Luggewiese-Bruch.

Bei der Annahme einer Entstehung der Osar in und vor Gletschertoren würde diese Kameslandschaft einem Stillstand des Eisrandes und einem Pendeln des Gletschertores entsprechen, während der einheitliche Oszug beim Rückmarsch des Eisrandes aufgereiht wurde. In diesem Falle wäre der Oszug älter als das Tal. Daß er erhalten geblieben ist, könnte daran liegen, daß er durch die östlich liegende Hochfläche vor dem unmittelbaren Ansturm der Schmelzwässer geschützt gewesen wäre — eine Annahme, die eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich hat, wenn man annimmt, daß nicht das Tal in seiner ganzen Breite zu gleicher Zeit mit Wasser gefüllt gewesen wäre.

Naturgemäßer dürfte es jedoch sein, bei der Erklärung dieses Oses der Korn'schen Theorie (Nr. 7 u. 8) zu folgen und die Entstehung des Wallberges in Toteis zu verlegen, das im Urstromtal, im geschützten Winkel hinter der östlichen Moräne liegengeblieben wäre. Die große Breite des östlichen Osgrabens, die Zerschneidung des alten Das-Talbodens durch Wasserrisse, der gute Erhaltungszustand sowie die ganze innere Wahrscheinlichkeit sprechen dafür, daß der Oszug jünger ist als das Tal. Hätte sich im ersten Fall einiges über die Rückzugsbewegung des Eisrandes und seine Geschwindigkeit (»Jahreshügel«) ermitteln lassen, so fällt diese Möglichkeit nunmehr fort und der Os dient nur noch der Feststellung des ehemaligen Vorhandenseins von Toteis auch an dieser Stelle.

Die zum Leba-Urstromtal gehörige Stillstandslage verläuft nach den Angaben von Axel Schmidt (Nr. 12), soweit sie sich auf pommerschen Boden befindet, folgendermaßen: Von der Landesgrenze südlich des Zarnowitzer Sees hält sie sich unmittelbar nördlich des Tales, seinen Biegungen bis Lauenburg folgend, um von dort, nach Nordwesten abbiegend, über Neuendorf und die Schlüsselberge etwa nach Rettkewitz zu verlaufen und alsdann das Lebatal bei Belgard zu überschreiten. Schmidt zieht dann die Linie weiter über Giesebitz, südlich am Lebasee vorbei bis in die Gegend nördlich von Schmolsin. Im großen und ganzen dürfte diese Lage einigermaßen stimmen, da sich südlich des Zarnowitzer Sees, im Leba-Rheda-Talknie bei Bismark, sowie ferner bei Neuendorf stark bewegte Moränenlandschaften befinden. Auch die Annahme einer Querung des Lebatales durch den Eisrand zwischen Belgard und Giesebitz deckt sich mit den obigen Ausführungen. Nur dürfte die Fortsetzung des Eisrandes nicht nördlich Schmolsin zu suchen sein, da diese Gegend ja eine gesonderte Entwicklung durchmachte. Vielmehr scheint es — im Einklang mit den Beobachtungen über die Randlagen um Poblotz-Wollin usw. — angemessener, den Westrand des Lebalobus etwa bei Giesebitz zu suchen, zumal die Giesebitzer Diluvialsandinsel am Westende bei Fuchsberg einen ausgeprägten Steilrand aufzuweisen hat, der nur durch Erosion zu erklären ist. Diese letzte Annahme erklärt es auch, daß einerseits der gelegentlich deutlich ausgebildete südliche Steilrand des Lebatales nördlich der Dörfer Poblotz-Ruschütz-Zemmin etwa bei Neuhof-Zagorny sein Ende findet, also ziemlich genau südlich von Paris und Fuchsberg, d. h. dort, wo das abströmende Schmelzwasser den Weg nach Norden frei fand und sich dorthin wenden konnte. Sie erklärt auch andererseits die weite Moorlücke zwischen den Inseln von Giesebitz-Paris und von Holzkathen nördlich von Schmolsin, durch die das Wasser seinen endgültigen Abfluß fand.

Während dieses Stillstandsstadiums müssen auch die Staubeckenbildungen um Lauenburg entstanden sein, die erstmalig von Finckh kurz beschrieben worden sind (Nr. 14). Sie ziehen sich heute, gleichsam in Form einer höheren Talstufe am Rande des Lebatales nördlich von Lauenburg hin und werden im Süden und Westen durch das Lebatal, im Osten durch die Kamelower Höhen, im Norden durch die Diluvialhöhen um Garzigar begrenzt. Da sie durch das Lebatal abgeschnitten

werden, sind sie älter als dieses. Daß sie als »höhere Terrasse« erscheinen, ist ein, wenn man so sagen darf, zufälliger, räumlicher Zusammenhang, bedingt durch die betreffende Stillstandsperiode, in der die Staubeckenbildungen und das Urstromtal nacheinander entstanden.

Denn es handelt sich um eine »Periode«, nicht um eine einzige, einmalige Stillstandslage, wie das Profil der Staubeckenbildungen erweist: Die Hauptmasse der Ablagerungen machen bis zu 17 m (?) mächtige Bändertonschichten von typischer Beschaffenheit aus, die von Sand unterlagert werden, der — wie an einer Stelle (Ziegelei von Zolldan) bekannt ist — nach der Tiefe zu allmählich gröber wird. Zu tiefst sollen ganz grobe Geröllschichten erreicht worden sein. Überlagert wird der Bänderton hier und da von fluviatilem Sand, der $^1/_2$—1 m Mächtigkeit erreichen kann. Übersetzt man die verschiedenen Korngrößen dieses Profiles in entsprechende Grade der Transportkraft des Schmelzwassers und diese wieder in Entfernungen vom Eisrand — wozu man unter gewissen Voraussetzungen berechtigt ist —, so erhält man nach Ablagerung des gröbsten Materiales unmittelbar am Eisrand ein langsames Abrücken des Eises, bis die Kraft der Strömung des Wassers nur noch zur Ablagerung von Staubeckenton reicht. Dieser Zustand hielt ziemlich lange an. Plötzlich aber änderten sich die Verhältnisse, so daß an dieser Stelle nun die Staubeckenbildungen wieder von gröberem Material abgelöst und überlagert wurden. Die Austiefung des Urstromtales, die gleichzeitig mit diesen Vorgängen begonnen haben mag, setzte nun intensiv ein und beseitigte einen Teil der neugebildeten Ablagerungen alsbald wieder. Daß beide Vorgänge sich nebeneinander haben abspielen können, beweist eine Barre von grobkiesigem Material, die, einer Nehrung ähnlich, den Bänderton der genannten Ziegelei (der nördlichsten an der Straße von Lauenburg nach Neuendorf) vom Urstromtal trennt und heute etwa mit der Sohle der betreffenden Grube abschneidet.

Der weitere Rückzug des Eises (Abb. 6) dürfte sich in folgender Weise abgespielt haben, wobei zu berücksichtigen ist, daß eine ins einzelne gehende zeitliche Fixierung der vielfach ineinander eingreifenden Vorgänge nicht möglich ist, wie schon das Beispiel der Beckentonbildung zeigt: Der stetige Rückzug wird, wie hier, so auch an anderen Stellen immer wieder durch Pendelbewegungen verschleiert. Immerhin lassen der Verlauf der wichtigeren Täler und das Vorhandensein von Moränenhügeln auch hier den Entwurf eines wahrscheinlichen Bildes des Vorganges zu.

Zunächst dürfte sich, wie auch Axel Schmidt a. a. O. annimmt, die SW-Ecke des »Leba-Lobus« zurückgezogen haben, dem offenbar, wie auch die Bändertonbildung beweist, eine besondere Beweglichkeit zukam. (Mit »Leba-Lobus« sei der Eiskörper bezeichnet, der sich innerhalb, d. h. nördlich bezw. östlich vom Leba-Urstromtal befand und bis an die derzeitige pommersch-polnische Grenze reichte.) In diesem Zeitraum, in dem der Eisrand etwa der Linie Küssow-Garzigar-Belgard zustrebte, dürfte das Diluvialtal Strellentin-Kamelow-Neuendorf die Hauptentwässerungsader gewesen sein, die das Schmelzwasser dem Lebatal

zuführte. Ein anderes Tal verlief über Groß-Jannewitz zum Urstromtal. Zwischen Obliwitz und Darschkow entstand bei Johannisthal eine typische, lebhaft bewegte Grundmoränenlandschaft, die einem kurzen Stillstand entsprechen dürfte. Es ist möglich, daß dieser Stillstand oder auch der vorige, der durch die Schlüsselberge nordwestlich von Neuendorf und die Randhöhen des Lebatales bei Wobensin (die »Malchow«) gekennzeichnet ist, mit dem von Wollin auf der Westseite des Lebatales zu parallelisieren ist. In diesem Falle ist das Lebatal schon unmittelbar unterhalb der Linie Klein Jannewitz-Wollin subglazial zu denken, eine Möglichkeit, die aus den auf S. 329 angeführten Gründen nicht von



Fig. 6. Eisrückzug des »Leba-Lobus«.

der Hand zu weisen ist. Mit dem Augenblick jedoch, als der Eisrand bis auf die Linie Giesebitz-Belgard (bei diesem Orte ist die Lagerung des Diluviums sehr stark gestört) -Labehn (hier sind einige Höhen östlich des Ortes [Klatschkenberg] als Stillstandslagen aufzufassen) zurückgegangen war, stand dem Wasser des Lebatales der Weg zum Meere hin offen (siehe Abb. 4).

Während dieses ganzen Zeitraumes lag der Eisrand im Osten still. Den höchsten Erhebungen des Moränengebietes südlich der Leba (Dombrowa- und Krauschelberg 210 u. 220 m) entspricht nördlich des Tales das lebhaft bewegte Moränengelände um Strebelin-Chmelenz-

Schweslin-Bismark usw. im Knie des Leba-Rheda-Tales, das offenbar einem unruhigen, jedoch eng begrenzten Pendeln des Eisrandes entspricht. Dieser »Stillstand« dürfte dem Zeitraum gleichzusetzen sein, der von der Ablagerung des Lauenburger Bändertons bis zum Stillstand Labehn-Belgard-Giesebitz verflossen ist. Während dieses Zustandes entwässerte das Eis im Osten unmittelbar ins Urstromtal und erzeugte im Westen das Talsystem von Landechow-Belgard, bezw. entließ auch hier sein Wasser unmittelbar ins Haupttal. Zwischen beiden aber sandte es verschieden lange Tälchen zum Urstromtal hinab, von denen das bedeutendste das schon früher angelegte (S. 337) Neuendorfer Tal war, das nun rückwärts etwa bis Reckow-Pusitz verlängert wurde und bei Reckow von Westen her in einem jetzt größtenteils vermoorten, kleinen Sammelbecken Zufluß erhielt. Offenbar bedeutet dieser gesamte Talzug eine bevorzugte Stelle oder Zone im Eiskörper, sei es nun das dauernde Vorhandensein eines Gletschertores, sei es ein längeres System von radialen Spalten. Wahrscheinlich ist beides und wird durch das Vorhandensein eines Oses gestützt, von dem unten zu sprechen sein wird (s. S. 341).

Nun verlief aber der Eisrückzug bestimmt nicht in der dargestellten, gleichförmigen Art, sondern wurde immer wieder durch die Bildung von Toteis, durch die Entwicklung von Spezialloben und dergleichen gestört. Dafür sprechen zahlreiche Tatsachen, so z. B. der Verlauf des Belgarder Talsystems, der nur zu erklären ist, wenn der Eisrand an dieser Stelle eine Einbuchtung nach Norden zeigte und nicht geradeswegs auf Labehn zu verlief. Das beweisen ferner eigentümliche im einzelnen noch ungeklärte Formenverhältnisse am Rande des Lebatalrandes, z. B. bei Vietzig, die wohl auf Toteisbildung zurückzuführen sind, sowie endlich das Auftreten zahlreicher Strudelbecken (jetzige Beckenmoore) auf der Hochfläche und steil eingerissene Erosionsschluchten, als deren Beispiel die »Loscherie« bei Labehn genannt sei.

Die Neigung zu Sonderbildungen bestand auch weiterhin. Der Eisrand, der bislang mehr oder weniger einheitlich von Giesebitz bis Bismark verlaufen sein mochte, löste sich nunmehr in zwei »große« Loben auf, deren Ausmaß allerdings bei Betrachtung des Größenverhältnisses des gesamten »Lebalobus« zum Inlandeiskörper überhaupt kaum graduell von der Bildung kleiner Spezialloben, geschweige denn grundsätzlich verschieden war.

Der Trennungsspalt dürfte in der Linie der Seenrinne von Saulinke-Krahnsfelde aufgerissen sein. Wie jede Rinne, dürfte auch diese subglazial in geschlossenen Spalten gebildet worden sein; später führte diese Spalte zur Trennung des Eises und diente dem extraglazialen Abfluß des Schmelzwassers beider Loben zwischen Hohenfelde und Schweßlin hindurch bei Lanz ins Lebatal. Der Westlobus bedeckte das Gebiet zwischen der Seenrinne und dem Lebatal bei Belgard, der Ostlobus reichte von der Seenrinne nach Osten bis an das Rhedatal, bezw. etwa bis zur Linie Zarnowitzer See-Knievenbruch. Beide Loben schlugen unabhängig voneinander den Rückweg ein, der sich im einzelnen folgendermaßen abgespielt haben dürfte:

1. Der Ostlobus: Das überaus bewegte Gelände um Bismark usw. verrät langdauernde Schwankungen des Eisrandes. In der Anordnung der Moränenhügel, die 180 m ü. M. erreichen, ist keine Regel erkennbar. Südlich Chinow wird das Gelände ruhiger; an Stelle der zahllosen Küppchen und Mulden treten weitgespannte Geländewellen und flache, große, moor- und wassergefüllte Senken. Bei Hammer wird das Gelände alsdann wieder lebhafter. Hier bedeutet das Talsystem von Enzow-Lissow bis Alt-Hammer und Schluchow eine wichtige Grenze. Dieses Tal, in dem heute nur sehr wenig Wasser fließt und in dem Anzeichen alluvialer Tätigkeit sehr zurücktreten, wird weithin von breiten, sandigen Talböden eingenommen. Es repräsentiert also ein kleines »Urstromtal«, das etwa bei Enzow beginnt, bei Tadden und ebenso bei Schluchow je einen großen Schuttkegel aufnimmt und unterhalb des letztgenannten Gutes ins Rhedatal fällt. Dieses Tal diente während der Zarnowitzer Stillstandslage des Ostlobus als Abflußweg.

Die Zarnowitzer Randlage, die Sonntag eingehend geschildert hat, umsäumt den Zarnowitzer See von Osten, Süden und Westen. Sonntag hat nachgewiesen (Nr. 15), daß der Eisrand von Wierschutzin-Reckendorf über Burgsdorf, zwischen Fredrichsroda und Gnewin hindurch sich an Lissow vorbei im ganzen einigermaßen nordsüdlich hinzog, dann nach Osten über Rieben abbog, über Prinkowo und nördlich von Warschkau verlief, um alsbald nach Norden, bezw. Nordnordwesten abzuschwenken und den Ostrand des Zarnowitzer Sees zu begleiten[1]).

Die dem Eise entquellenden Wassermassen schlugen verschiedene Wege ein: Im Süden flossen sie im Piasnitztal über Prinkowo nach Rybienke und von dort nach Südosten zum Haupttal, wobei sie einen Moränenriegel zwischen Warschkau und Rybienke umgingen. Ein anderer Teil ging nach Südwesten über Lissow bezw. Enzow ab und floß ebenfalls nach Südosten zum Haupttal, wobei am Nordfuße des bewegten Geländes um Vorwerk Neu-Hammer das schon besprochene Tal von Lissow-Schluchow ausgefurcht wurde. Eine Talwasserscheide trennt dieses Tal von einem anderen, das nach Nordwesten zieht, mochte aber dem Schmelzwasser kein nennenswertes Hindernis sein. Diese nordwestliche Fortsetzung beginnt sehr schmal, erweitert sich aber bald auf durchschnittlich Kilometerbreite, nimmt von Nordosten (Groß-Perlin) ein ebenfalls breites, moorgefülltes Tal auf, verläuft an Klein-Perlin vorbei nach Norden, erweitert sich nach einer Verschmälerung (500—600 m) auf fast 2 km, umschließt den runden Chottschower See und biegt plötzlich nach Westen ab. In ziemlich gleicher Breite (± 500 m) erstreckt es sich dann noch 4 km weit, nimmt von beiden Seiten jüngere Nebentäler und große Schuttmassen auf, die den ebenen, sandigen, trockenen Talboden unterbrechen, und endet unvermittelt bei Kurow. Hier jedoch bewirkt das enge, stellenweise tief eingeschnittene Tal des Chottschewker

[1]) Ich möchte nicht unterlassen, zu bemerken, daß nach Ansicht von Herrn Prof. Fincкh dieser Verlauf anfechtbar ist, halte jedoch vorerst Sonntag's Deutung nach meiner Kenntnis des Geländes für die nächstliegende. Eine Nachprüfung ist zurzeit nicht möglich, da der Lobus neuerdings zum großen Teil auf polnischem Boden liegt.

Baches die Verbindung mit der Außenwelt, indem es den Abfluß der geringen Wassermengen des Chottschower Tales ermöglicht.

Die Zarnowitzer Stillstandslage, die das Föhrdenbecken des Sees und seinen Moränenkranz schuf, stellte das letzte Stadium des Ostlobus auf festländischem Boden dar (s. Fig. 6 und vergl. bei Sonntag, Nr. 15).

2. Im gleichen Zeitraum, als der Ostlobus das Gelände um Bismark endgültig freigab, lag der Rand des Westlobus auf der Linie Giesebitz-Belgard-Labehn-Hohenfelde-Seenrinne. Sein weiterer Rückzug vollzog sich offenbar ziemlich gleichmäßig in nördlicher bis nordwestlicher Richtung.

Die erste Randlage ist u. a. durch die Gegend südöstlich Labehn, durch die Hochlage von Hohenfelde und durch ein kamesartiges Gelände bei Woedtke-Saulin gekennzeichnet[1]). Auch die Erstreckung des Tales Labehn-Landechow-Belgard spricht für diese Randlage. Die nächste Stillstandslage ist an dem Hügelgelände nördlich Zdrewen, sowie an der Grundmoränenlandschaft um Waldhof nordöstlich von Schwartow kenntlich, sowie durch den Verlauf des Tales Koppenow-Belgard.

Zwischen dieser und der vorigen Randlage fand die Bildung eines Oses statt, der sich längs der Landstraße Schwichow-Zelasen unweit östlich der Orte Schwartowke und Schwartow ziemlich genau nordsüdlich mindestens 3 km weit erstreckt und zu beiden Seiten von Osgräben begleitet wird; während der östliche von diesen unbedeutend ist und in kleinem Maßstab die Form von Seerinnen wiedergibt und somit seine subglaziale Entstehung erkennen läßt, ist der westliche wesentlich größer und vom eigentlichen Os durch eine mehrere hundert Meter breite Geländewelle getrennt, die — bedeutend länger und massiger als der erstgenannte Rücken — vielleicht als Hauptos zu deuten ist. Diese Frage ist jedoch im vorliegenden Falle ohne jeden weiteren Belang. Es genügt die Existenz eines eindeutigen Oszuges, dessen Nord-Südrichtung in jedem Falle — welcher Theorie man auch folgen mag — auf gleichgerichtete Radialspalten hinweist. Mit anderen Worten: der Eisrand wich hier mehr oder weniger genau nach Norden zurück, um die erwähnte Randlage zu erreichen.

Die nächstfolgende Randlage tritt mehrfach deutlich in die Erscheinung: der Eisrand lag nördlich des Charbrow-Freister Mühlbachtales, das einen breiten Diluvialboden aufweist und bei Nesnachow in Nordsüdrichtung und ziemlich beträchtlicher Breite beginnt. Möglicherweise entsprang der es erzeugende Wasserlauf in einem nach Norden einspringenden Winkel des Eisrandes. Einem ähnlichen, nur unvergleichlich viel größeren Winkel mag das breite Talbecken von Roschütz-Bergensin sein Dasein verdanken (s. u. S. 342). Weiterhin verlief der Eisrand offenbar regelmäßig in etwa nordöstlicher Richtung: Kobellinker Berg bei Roschütz — Alte Mühle unterhalb Vw. Prebendow — Wissokberg bezeichnen eine im Gelände klar hervortretende Linie.

---

[1]) Kames werden von einigen Autoren als bezeichnend für einspringende Winkel des Eisrandes angesehen, was auf die vorliegenden Verhältnisse (Winkel zwischen Ost- und Westlobus) gut passen würde.

Die plötzliche Erweiterung und scharfe westliche Umbiegung des erwähnten Tales des Chottschower Sees finden ihre Erklärung in einem Aufstau des Wassers aus dem Zarnowitzer Eislappen am Eisrand des westlichen Lobus. Das Zweigtal, das bei Perlin (s. o. S. 340) in dieses Tal einmündet, diente dem rückgestauten Wasser, das das Becken des Chottschower Sees ausstrudelte, zum Abfluß zwischen Ost- und Westlobus nach Norden über Bychow und Schlochow. Deutliche Terrassenreste, z. B. bei Schlochow, weisen diesem Tale des »Bychower Baches« diluviales Alter zu. Ein anderer, wahrscheinlich kleinerer Teil ging nach Nordwesten über Kurow-Chottschewke-Schlaischow ab in das Tal des Zackenziner Baches, das aus dem westlichen Graben des Schwartow-Schwartowker Oses entspringt und nur durch eine Talwasserscheide (zwischen Tauenzin und Gossentin) von jenem Reckow-Neuendorfer Talsystem getrennt ist, dessen Ursprung oben auf ein Spaltensystem o. ä. zurückgeführt wurde.

Eine letzte Randlage läßt sich in den Höhen von Bergensin-Vogelsang-Zackenzin erkennen. Während dieser Randlage muß das Roschützer Becken ausgekolkt worden sein, das über Charbrow entwässert (s. o. S. 341). Die übrigen Schmelzwässer stauten sich an den Hügeln der vorhergehenden Randlage (Kobellinker Berg-Alte Mühle), die nur wenige hundert bis tausend Meter entfernt ist, bildeten das seenartige Talbecken von Schmidles-Vogelsang und flossen schließlich am Eisrand entlang über Zackenzin-Schlaischow nach Norden ab.

Dies Abfließen hat eine Lücke im Eise zur Voraussetzung, bezw. ein scharf nördliches Abbiegen. Der erwähnte Abfluß des Wassers des Chottschower Sees durch das Tal des Chottschewker Baches nach Norden legt den Gedanken nahe, hier wiederum eine Lobenbildung des Eises anzunehmen. D. h. das über den Chottschower See fließende Wasser staute sich nicht am geschlossenen Eisrande (bezw. tat dies nur vorübergehend [Abfluß über Perlin]), sondern an einem Teillobus, der vom Bychower Bach im Osten bis etwa Zackenzin im Westen reichte und hier vom westlichen Teil des Westlichen Hauptlobus abgetrennt war, der das gesamte übrige Gelände westlich des Zackenziner Tales bedeckte. Unterstützt wird die Ansicht einer erneuten Lobenbildung bei Zackenzin durch den 48 m hohen Maso-Berg, der östlich des Zackenziner Tales als Randbildung des östlichen Teillobus gelten könnte, zumal ihm auf der anderen Talseite gleiche Höhen unmittelbar nicht entsprechen.

Wir sehen auch hier wieder das hypothetische »Spaltensystem« von Neuendorf-Schwartow usw. bei Abtrennung eines Teillobus in die Erscheinung treten.

Einige Kilometer weiter westlich stellen sich wieder größere Höhen ein, die als Randhöhen des westlichen Lobus gelten können, besonders da nördlich von ihnen das Gelände ziemlich schnell zur Küste hin abfällt: Kreutzberg bei Belle-Alliance südlich Sassin (78 m ü. M.), Jäschkenberg bei Sarbske (57 m) und zwischen diesen beiden Höhenlagen von 60—76 m ü. M.

Damit ist die letzte, erkennbar zusammenhängende Eisrandlage erreicht: Der Rand des Inlandeises ist in diesem letzten Augenblicke des

Verweilens auf pommerschem Boden in drei oder vier Loben aufgeteilt. Von Osten nach Westen sind dies:

der Zarnowitzer Lappen, im Westen begrenzt durch das Tal des Bychower Baches;

der Lobus zwischen Bychower Bach und Chottschewker Bach;

der Hauptteil des »Westlobus«, der am Zackenziner Tal beginnt und im Westen das Lebahaupttal berühren mag, bei Bergensin aber durch eine tiefe Einbiegung nahezu wieder in zwei Einzelloben zerlegt wird.

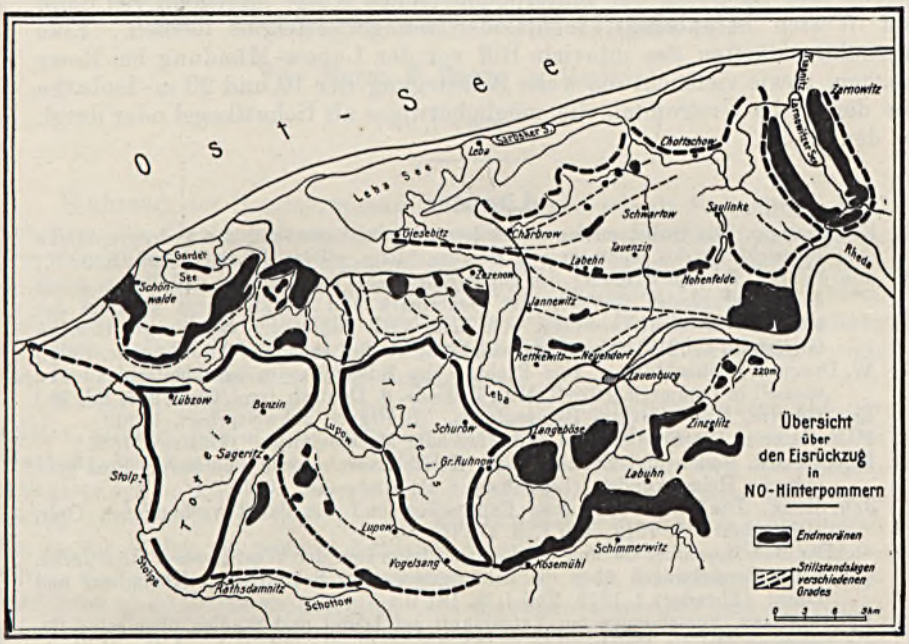


Fig. 7.

Über den weiteren Rückzug läßt sich z. Z. nichts Näheres aussagen. Zwei Beobachtungen mögen einen Hinweis geben:

Bei Prüssau (westlich des Nordendes des Zarnowitzer Lobus) und bei Zarnowitz (östlich der gleichen Stelle) befinden sich als Sander aufzufassende Landschaften. Da beide übereinstimmend am Proximalende des Zarnowitzer Lobus auftreten, liegt die Vermutung nahe, hier in der Tat den Fußpunkt dieses Lobus am Inlandeisrande zu suchen. Dann würden die Sander einspringenden Winkeln des Eisrandes entsprechen (vergl. Fig. 6).

Daß der geschlossene Eisrand in der Tat nicht fern gewesen ist, d. h. daß die beobachteten Lappungen nur unbedeutend aus dem Inlandeise nach Süden vorsprangen, geht auch daraus hervor, daß das Höhendiluvium in geschlossener Linie zur Küstenebene hin abfällt. Diese

aber erscheint als Urstromtal, dessen Nordhälfte im Meere zu suchen ist. Mit anderen Worten: Unmittelbar meerwärts der Strandlinie ist eine bedeutende Stillstandlage zu vermuten, der das Urstromtal der Küstenebene zugehört. Und zwar muß der Eisrand hier etwa ost-westliche Erstreckung gehabt haben, wie erstens aus der Gestalt des erhalten gebliebenen Teiles des Urstromtales nach Keilhack's Karte (Nr. 17) hervorgeht und zweitens oben aus den Abflußverhältnissen des Schmelzwassers geschlossen wurde.

Die Spuren dieser Randlage u. a. landschaftliche Kleinformen am Meeresboden suchen zu wollen, muß wegen der Küstenversetzung, die gerade hier im Osten der hinterpommerschen Küste ungemein viel Sand von Westen heranbringt, mehr oder weniger erfolglos bleiben. Eine Ausnahme dürften das diluviale Riff vor der Lupow-Mündung bei Rowe machen, sowie vielleicht die weite Ausbiegung der 10 und 20 m-Isobathe vor dem Leba-Urstromtal, die möglicherweise als Schuttkegel oder dergl. zu deuten ist.

Literatur

1. K. Keilhack, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. (Dies. Jahrb. f. 1898, S. 90 ff.)
2. Joh. Elbert, Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. (I. Teil, VIII. Jahresber. der Geogr. Ges. zu Greifswald 1900–1903, Greifswald 1903; II. Teil ebendort, X. Jahresber. 1906.)
3. W. Deecke, Beobachtungen zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland und speziell in Pommern. (Briefl. Mitt. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Bd. 58.)
4. Eug. Geinitz, Das Diluvium Deutschlands. (Stuttgart, Schweizerbart, 1920.)
5. F. E. Geinitz, Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. (Güstrow 1886.)
6. K. v. Bülow, Boden und Landschaft im Kreise Lauenburg in Pommern. Eine geologische Heimatkunde. (Lauenburg i. P., Amtmann, 1924.)
7. Joh. Korn, Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser. (Dies. Jahrb. f. 1912, Teil I, S. 478 ff.)
8. —, Der Buk-Moschiner Os und die Landschaftsformen der West-Posener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken (Drumlins) und Oser. (Ebendort f. 1913, Teil I, S. 181 ff.)
9. H. Spethmann, Forschungen am Vatnajökull auf Island und Studien über seine Bedeutung für die Vergletscherung Norddeutschlands. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1912, S. 414 ff.)
10. P. Sonntag, Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes. (Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F., XIII. Bd., 3. u. 4. Heft, Danzig 1912.)
11. Joh. Korn, Die Dünenzüge im Torf des Netzetales bei Czarnikau, ihr Alter und ihre Entstehung durch westliche Winde, nebst Bemerkungen über die alluviale Entstehung des Netzetales. (Dies. Jahrb. f. 1916, Teil II, S. 147 ff.)
12. Axel Schmidt, Die Leba und ihr Ost-West-Tal. (Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F., XII. Bd., 1. Heft, Danzig 1906.)
13. E. Wunderlich, Postglaziale Hebung in Pommern und Westpreußen. (Centralbl. f. Min. usw, Stuttgart 1914, S. 464.)
14. Ludw. Finckh, Erläuterungen zur Geologisch-agronomischen Karte der Gegend nördlich von Lauenburg i. Pom. (Berlin, Geol. Landesanst. 1909.)
15. P. Sonntag, Der Zarnowitzer See und sein Moränenkranz. (Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F., XIII. Bd., 1912.)
16. —, Zur Frage der Verbiegung des Leba-Rheda-Urstromtales. (Centralbl. f. Min. usw., Stuttgart 1915, S. 398.)
17. Keilhack, Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Provinz Pommern. (Gehört zu Nr. 1 in dies. Jahrb. f. 1898.)

Zur Geologie von Nord-Hannover

Von Herrn **P. Range** in Berlin

Mit 1 Figur

Während der Sommermonate 1920/24 habe ich als Freiwilliger Mitarbeiter der Geologischen Landesanstalt an den Flachlandsaufnahmen von Nordhannover teilgenommen und benutzte dabei die Gelegenheit, auch die Umgebung meines eigentlichen Arbeitsgebietes kennen zu lernen. Meine Vertrautheit mit dem nordhannöverschen Diluvium bei Harburg aus dem ersten Jahre meiner Aufnahmetätigkeit 1904 erleichterte mir die Deutung der gewonnenen Ergebnisse.

Es ist auffallend, wie rasch sich der Landschaftscharakter auf der relativ kurzen Entfernung von Bremervörde bis Harburg ändert. Bei Harburg rascher Wechsel der Höhen von 152 m bis zur Elbmarsch. Ausgesprochen kuppige Moränenlandschaften, die glazialen Bildungen häufig von Flottlehm bedeckt, der gleichmäßig von großen Höhenlagen bis in die Täler als dünner Schleier denselben auflagert. Bei Bremervörde durchweg geringe Höhenunterschiede, kein Flottlehm, starkverwaschene alte Oberflächenformen. Im allgemeinen werden jetzt für Norddeutschland drei Vereisungen angenommen. Die dritte Vereisung soll bei Harburg die Elbe überschritten haben und erst in der Lüneburger Heide nach Osten umbiegen. STOLLER rechnet aber die Höhen westlich Harburg in der Karte zu seinem geologischen Führer durch die Lüneburger Heide vom Jahre 1918 als Endmoränen zur vorletzten Vereisung.

Ob überhaupt die Dreiteilung des norddeutschen Diluviums richtig ist und ob nicht eine vierte Vereisung noch von dieser dritten abzutrennen ist, läßt sich vorläufig nicht mit Sicherheit sagen. In Dänemark werden vier Vereisungen unterschieden, für Rügen glaubt JÄCKEL gleichfalls vier nachweisen zu können. Im alpinen Gebiet rechnet man seit PENCK allgemein mit einem viermaligen Vorrücken der Gletscher. Sicher ist, daß die Gebiete, welche östlich und nördlich der baltischen Endmoräne liegen, also beispielsweise die weitere Umgebung Lübecks, wesentlich länger vom Inlandeise bedeckt waren als die nähere Umgebung von Hamburg, Harburg und die Lüneburger Heide. Ob man nun die zweifellos lang andauernde Stillstandslage des Inlandeises auf dem baltischen Höhenrücken für so lange dauernd ansieht, daß man für

diese eine selbständige Eiszeit annimmt oder nicht, ist eine Frage, die sich vorläufig noch nicht entscheiden läßt. Ein endgültiges Urteil darüber wird erst zu erwarten sein, wenn ganz Norddeutschland geologisch so genau aufgenommen worden ist, daß die feineren Unterschiede im Oberflächenbild auch mit gewertet werden können[1]) oder bis uns ein glücklicher Zufall einmal eine Bohrung kennen lehrt, in der vier glaziale Bildungen mit drei Interglazialen wechsellagern. Etwas gezwungen will mir jedenfalls die Deutung erscheinen, daß die mächtigen Endmoränenwälle des baltischen Höhenrückens mit ihren ausgedehnten Sandflächen im Vorgelände lediglich eine verhältnismäßig kurze Stillstandslage andeuten sollen, also keine Endmoräne, sondern eine Rückzugsmoräne darstellen, wie das Schucht in der letzten Auflage von »Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes« will.

Für das Gebiet der weiteren Umgebung von Bremervörde, das westlich des Harburger Endmoränenzuges liegt, gilt jedenfalls, daß es noch in viel ausgesprochenerem Maße alte Formen zeigt als dieses. In solchen alten Glazialgebieten lassen sich Stillstandslagen nicht mit solcher Sicherheit nachweisen wie in den Gebieten, die von der letzten Vereisung erreicht wurden. Wenn wir die dritte Vereisung der Harburger Gegend mit Koert, der diese Blätter aufgenommen hat, als sicher annehmen[2]), war das Gebiet von Bremervörde nur zweimal vom Inlandeise bedeckt, war also jedenfalls eine, vielleicht sogar zwei Glazialphasen länger den Einflüssen der Verwitterung ausgesetzt als das Gebiet des baltischen Höhenrückens.

I. Das Diluvium der Umgebung von Bremervörde

1. Endmoränen

Schon in den 1906 erschienenen Erläuterungen zu Blatt Kadenberge schreibt Schröder auf Seite 6: »Die eigentümliche Oberflächenverbreitung der Tertiär- und Diluvialschichten in Streifen, die eine nordsüdliche Richtung innehalten, erklärt sich m. E. nur durch starke Störungen, deren Streichrichtung die gleiche ist. Steil aufgerichtete Schichten sind bei Neuendeich und westlich Dobrock beobachtet; ferner sind die miocänen und eocänen Tone bei Hemmoor bis auf die tiefsten Lagen der großen, dort befindlichen Gruben mit vereinzelten, mehr oder minder großen Fetzen nordischen Diluviums durchknetet und es finden sich langgezogene Einmuldungen von Diluvium zwischen zutage tretenden Tertiäraufsattlungen. Im östlichen Teil der Wingst streichen diese Mulden und Sättel ausgesprochen nordsüdlich, ihre Erscheinungsform wird also wohl auf einen von Osten her wirkenden Druck zurückzuführen sein, als dessen Ursache man das vorrückende Inlandeis annehmen kann.« Ferner sei der Erläuterung zu Blatt Lamstedt aus dem gleichen Jahre gedacht; hier heißt es Seite 7: »Ich will hier nicht zu bemerken unterlassen, daß

[1]) Einen Versuch dazu macht Gripp. Über fossile Abtragungsformen im Diluvium Nordwestdeutschlands. Centralbl. f. Min. usw. 1924, Nr. 4, S. 109—114.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Harburg, S. 5.

dieser Gegensatz in der äußeren Erscheinung[1]) der Geländeformen vollständig an die Endmoränengebiete des sogenannten Baltischen Höhenrückens an den Gegensatz von Grundmoränenlandschaft und Sander erinnert und daß ich trotz der Verschiedenheit der petrographischen Entwicklung beider Gebiete versucht bin, auch für Nordhannover die gleichen Entstehungsursachen zu vermuten.«

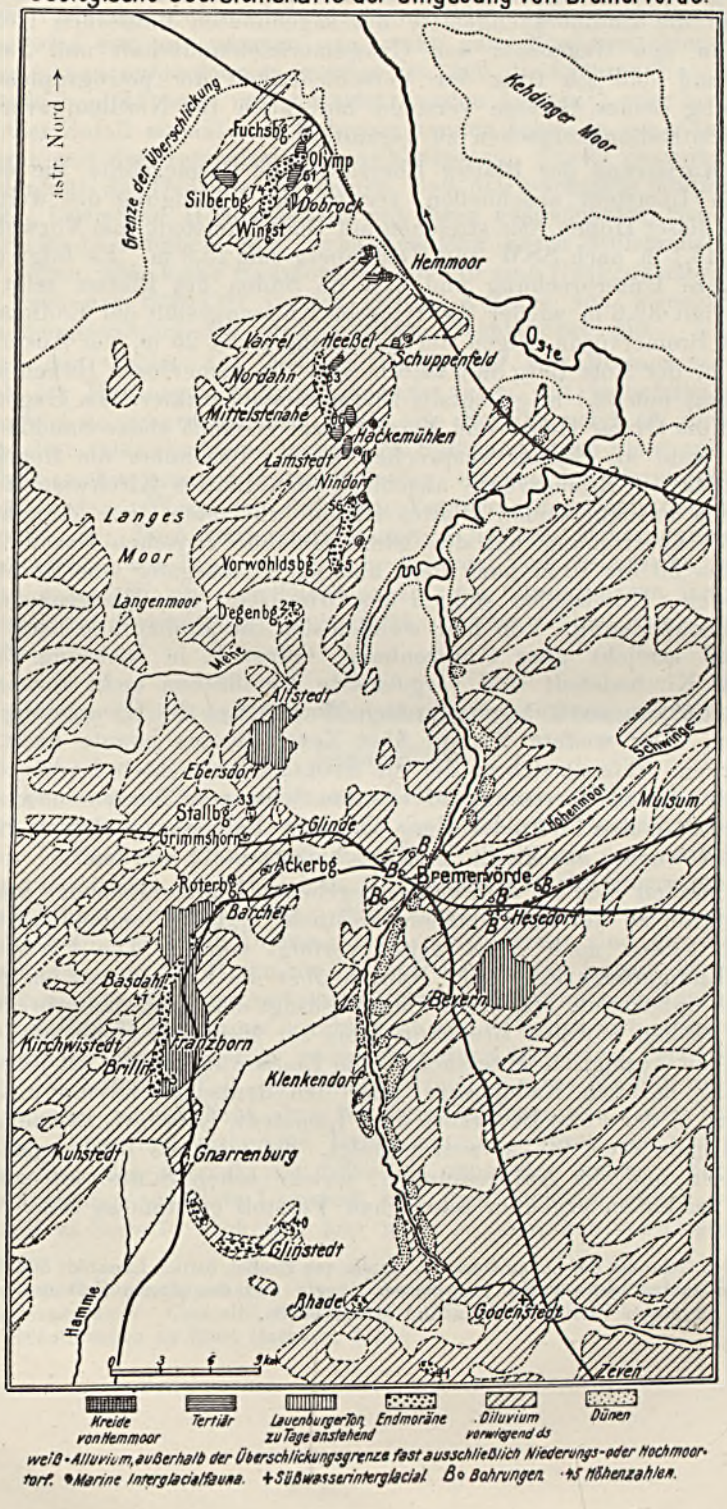
Die Kartierung der Blätter Ebersdorf und Bremervörde, die direkt südlich an Lamstedt anschließen, reizten zur Verfolgung des weiteren Verlaufes dieser Höhen. Sie streichen auf Blatt Lamstedt vom Vorwohldsberg mit 45,1 m nach SSW zum Degenberg mit 23,6 m. Es folgt dann eine längere Unterbrechung und erst im Süden des Blattes zeigt der Stallberg mit 32,6 m wieder die typische Kuppengestalt der Endmoräne. Auf Blatt Bremervörde zeigen der Grimmshorn mit 25 m, der Ackerberg mit 36,7 m, der Rote Berg mit 22,6 m und die namenlosen Höhen nördlich Basdahl mit 32,1 m gleichfalls Endmoränencharakter. Im Gegensatz dazu sind die Öreler Heide und Forst Hinzel ziemlich ebene Sandflächen, die man wohl als Sander ansprechen kann. Besonders die Begehung des westlich an Bremervörde anschließenden Blattes Kirchwistedt und des südlich anschließenden Blattes Rhade erhärteten diese Annahmen. Starke Blockbestreuung hat das ganze Gelände zwischen Basdahl und Brillit, das 30 bis 40 m hoch liegt und am Ostausgang von Brillit mit 34 m gipfelt. Unmittelbar südlich des Ortes zeigt eine Kiesgrube regelrechte Blockpackung. Von hier wendet sich die Endmoräne nach Südosten und streicht über Gnarrenburg, Glinstedt in Richtung Zeven. Auf Blatt Kirchwistedt sind vorgelagerte Sandflächen nicht vorhanden. Dagegen dürften sie unter den breiten Moorflächen des Hammetales sich verbergen. Der weitere Verlauf über Zeven hinaus konnte nicht verfolgt werden. Wie sie sich an die von Stoller beobachtete Endmoränenstaffel der zweiten Vereisung, die von den Schwarzen Bergen südwestlich Harburg über den Wilseder Berg bis zum Falkenberg südlich Soltau beobachtet wurde, anschließt, muß noch festgestellt werden.

Es handelt sich bei dem hier angegebenen Endmoränenzuge um eine Parallelstaffel zu der im Wolfsberg westlich Cuxhaven endenden Staffel, die nach Süden noch nicht weiter verfolgt wurde. Die Fortsetzung unseres Endmoränenzuges nach Norden über die Elbe hinaus ist gleichfalls noch unbekannt. Das breite Elbtal bedingt eine weite Unterbrechung, und die Höhen nördlich Brunsbüttel bis zur Meldorfer Heide sind noch nicht genau geologisch untersucht. Die Endmoränenstaffel ist jetzt vom Fuchsberg nördlich Kadenberge über den deutschen Olymp und den Silberberg in der Forst Bederkesa über Lamstedt, Eberdorf, Bremervörde, Brillit, Rhade etwa 60 km weit verfolgt. Sie wird als Rückzugsmoräne aufzufassen und die Aufpressungen, welche schon Schröder erwähnt, werden bei einem erneuten schwachen Vorstoß entstanden sein.

---

[1]) Des Geländes der hohen Geest im Gebiet von Heeßel, östlich Lamstedt und Nindorf mit seinen zahlreichen regellos gruppierten Hügeln und des ebenen Geländes westlich Lamstedt bis gegen Varrel, Nordahn und Mittelstenahe.

Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Bremervörde.



weiß = Alluvium, außerhalb der Überschlickungsgrenze fast ausschließlich Niederungs- oder Hochmoortorf. * Marine Interglacialfauna. + Süßwasserinterglacial. Bo Bohrungen. +5 Höhenzahlen.

2. Das Elbe-Weser-Urstromtal

In der Literatur[1]) findet sich vielfach ein Urstromtal erwähnt und auch auf Übersichtskarten eingezeichnet, das sich von der Elbe zur Weser zieht und dem Laufe der Oste und Hamme folgt. Allerdings nimmt die tiefste Senke des Nordhannöverschen Rückens diese Richtung, aber ein Urstromtal ist sie nicht. Es fehlen völlig die für ein solches Gebilde charakteristischen Erscheinungen, Abschnittsprofile an den beiderseitigen Rändern, Anstehen von tieferen Glazialschichten an denselben und Talsande, die durch ein gleichmäßigeres Korn von den Höhensanden der Geest zu unterscheiden sind. Bei Kartierung der beiden Blätter und nach Übersichtsbegehung der anschließenden wurde besonders darauf geachtet, und ich muß es auf Grund meiner Beobachtungen ablehnen, ein solches Urstromtal hier auszuscheiden. Man könnte einwenden, daß die Talsande jetzt unter den ausgedehnten Moorflächen liegen und daß Diluvialinseln auch in anderen Urstromtälern vorhanden sind, aber irgendwo müßten dann noch Talsandflächen der Beobachtung zugänglich sein und das ist nicht der Fall. Das Hamme-Oste-Tals stellt lediglich einen tiefliegenden Teil der nordhannöverschen Geest dar und ist daher von der Entwässerung in beiden Richtungen benutzt worden und außerdem der Vermoorung in ganz besonderem Maße anheimgefallen. Das Hammetal ist vielleicht auch zum Teil ein tiefliegender Sander.

3. Der Lauenburger Ton

Der wichtigste Leithorizont für das Diluvium von Bremervörde ist der Lauenburger Ton. Er bildet überall das Liegende und zugleich in dieser Gegend den nirgendswo durchsunkenen Basis-Horizont des nordhannöverschen Diluviums. Durch die Untersuchungen Schucht's wissen wir, daß der Lauenburger Ton ins Interglazial I gehört und daß er ein von Holland bis ins südliche Holstein durchgehender Horizont ist. Auf dem Geestrücken westlich Bremervörde tritt er in großer Ausdehnung an die Oberfläche und erreicht hier wesentlich größere Höhenlagen, als bisher beobachtet wurde. Als Beispiel mögen folgende Höhenzahlen gegeben werden:

Westlich Alfstedt	15 m
Hinter der Ziegelei Barchel bei Tingorth	20 »
Im Barcheler Holz	25 »
Forst Franzhorn im Jagen 100	30 »
Bei Brillit	40 »

Auf dem östlich anschließendem Blatte Bevern tritt er gleichfalls auf weitem Raume an die Oberfläche. So stehen größere Teile des Beverner Waldes auf Lauenburger Ton. Er erreicht auch hier östlich des Dorfes Bevern eine Höhenlage von mindestens 20 m.

Auf den bereits veröffentlichen Blättern Lamstedt und Kadenberge

[1]) Zuletzt bei Wilckens, Das Diluvium der Umgegend von Bremen. Centralbl. f. Min. usw. 1921, Nr. 21, S. 653 und Die Dünen zwischen Unterelbe und Unterweser, ebenda Nr. 19, S. 590–94. Vergl. auch Wahnschaffe-Schucht, Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1921, Tafel XXIX.

möchte ich einige Vorkommen der als dth bezeichneten Tonmergel zum Lauenburger Ton stellen.

Organische Reste sind auch in den Aufschlüssen des kartierten Gebietes nicht beobachtet, nur Bernstein wurde in einigen Stücken bei der Ziegelei Barchel auf tertiärer Lagerstätte gefunden. In den mehrere 100 m langen Aufschlüssen dieser Ziegelei und bei Bevern ließ sich der allmähliche Übergang eines hangenden, sandigen, gelben Tones in den grauen, in frischem Anstich fast schwarzen Ton, gut beobachten. Der im allgemeinen nicht hohe Kalkgehalt setzte in etwa 3 m Tiefe ein. Der Ton wird überlagert von Geschiebesand, der auch fast fehlen kann, so daß nur einige verstreute kleinere und einzelne bis 1 m große Geschiebe als letzter Rest desselben übrig bleiben. Die schwachen Schmitzen von Geschiebemergel im Hangenden des Lauenburger Tones verzahnen sich mit dem Geschiebesand. Über die Mächtigkeit des Tones läßt sich im Aufnahmegebiet nichts aussagen, das Liegende desselben ist nicht beobachtet und auch nicht erbohrt worden. Da das Grundwasser über dem Lauenburger Ton steht, hat man in dieser Gegend noch nicht den Versuch gemacht, ihn zu durchsinken.

Die Vegetation der Geländeteile, in denen der Lauenburger Ton zutage tritt, zeigt, sowie sie nicht mit Laubwald bestanden sind, eine charakteristische Pflanzengemeinschaft. Infolge des undurchlässigen Untergrundes sieht man viele Doppheide (*Erica tetralix*), stets stellt sich auch das schön blühende Enzian *(Gentiana Pneumonanthe)* ein. *Scirpus caespitosus* bildet hellgrüne Polster, ebenso finden sich viele Bulten von *Molinia coerulea*. Das noch nicht unter Kultur genommene Gelände — fast das ganze Ausgehende des Lauenberger Tones im Westen des Blattes ist Unland, soweit es nicht Laubwald trägt — zeigt einen schütteren Bestand von Kiefern, deren kümmerliches Wachstum an Hochmoorkiefern erinnert. Die Decke von Heidehumus ist oft ziemlich mächtig, zwei bis vier Dezimeter, zu stärkerer Vermoorung ist es jedoch nicht gekommen. Dagegen haben sich an den Hängen nach der Hamme und der Oste zu sehr breitflächige Alluvionen gebildet, in denen mit der Handsonde der tonige Untergrund fast stets erreicht wurde.

Die Höhenlage des Tones südwestlich von Bremervörde möchte ich mit Stauchungserscheinungen bei der zweiten Vereisung in Zusammenhang bringen. So ist auch nach Ansicht Schröder's — wie oben in dem Abschnitt über die Endmoränen ausgeführt wurde — das Tertiär der Höhen der Wingst durch die gleiche Ursache in ähnliche Höhenlage gebracht worden. Der undurchlässige Untergrund, den der durchgehende Horizont des Lauenburger Tones überall bildet, hat durch den dadurch bedingten hohen Grundwasserstand fraglos viel zur Vermoorung des nordwestlichen Hannover beigetragen.

Die Überlagerung durch jüngeres Diluvium ist nach Bohrungen bei Bremervörde und bei Hesedorf bis zu 50 m mächtig. Je nachdem die Überlagerung durch diese Deckschichten beträchtlich ist oder nicht, ist die Aussicht, schon über dem Lauenburger Ton Grundwasser zu erschließen, günstig oder ungünstig zu beurteilen.

4. Das Interglazial von Hesedorf

Kurz nach dem Kriege wurden in der Gemarkung Hesedorf eine Anzahl von Bohrungen auf »Braunkohle« niedergebracht und auch eine Mutung darauf verliehen. Es handelt sich aber nicht um Braunkohle, sondern um einen durch die hangenden Schichten stark zusammengepreßten Torf. Das Vorkommen wurde von den Unternehmern sehr geheimnisvoll behandelt. Da die Sache jetzt längst zur Ruhe gekommen ist, können die Bohrergebnisse, soweit sie mir zugänglich wurden, hier wiedergegeben werden. Als Beispiel gebe ich die Bohrung Hesedorf, unmittelbar südlich der Haltestelle der Eisenbahn, in 7 m Meereshöhe:

0— 5,3	m	Sand
5,3— 6	»	Moorerde
6 — 9,5	»	Lehm
9,5—12,5	»	Sand
12,5—14	»	Ton
14 —18,3	»	Sand
18,3—27,3	»	Torf und Sapropelkalk
27,3—27,5	»	Sand.

Im ganzen sind 22 Bohrungen gestoßen, von denen etwa die Hälfte Sapropelkalk oder Torf oder beides erschrotet haben. Die fündigen Bohrungen liegen alle in einer Senke, die sich mit dem Tal des Pulvermühlenbaches nach Norden zum Oste-Schwinge-Kanal hinzieht. Alle entfernteren Bohrungen, die z. B. im Horner Holz und in der Moorniederung östlich Hesedorf liegen, haben den Torf nicht angefahren, unter dem Torf ist immer nur Diluvialsand angetroffen worden, der Lauenburger Ton nicht, er folgt vermutlich erst in größerer Tiefe.

Herr Stoller hat eine kleine Probe des Torfes und Faulkalkes untersucht und schreibt darüber folgendes:

> »Es handelt sich erstens um einen gelblich grauen, festen, ungeschichteten sandigen Faulschlammkalk mit eingesprengtem Vivianit, zweitens einen dichten, ungeschichteten, sehr festen homogenen Sedimentationstorf von der Art, die von den Schweden als Dy bezeichnet worden ist, das Gestein ist mit viel Quarz in Form von kleinen, wasserhellen Körnern und von Staub durchsetzt und enthält ebenfalls etwas Vivianit. Beide Proben machen den Eindruck von organogenen Sedimenten in einem verlandeten Teich, so daß 1. das Liegende und 2. das Hangende bilden würde. Über 2. müßte dann ein echter Torf (Sumpftorf) folgen. Die Proben haben zwar keinerlei bestimmbare Pflanzenreste geliefert, ich vermute aber trotzdem auf Grund ihrer Struktur und ihres ganzen Habitus, daß es sich um diluvialen, höchstwahrscheinlich interglazialen Torf handelt.«

M. E. ist in den hangenden Schichten niemals echte Grundmoräne nachgewiesen. Der Lehm und Ton des Bohrregisters können ebensogut Abschlämmassen der benachbarten Höhen sein. Ich möchte nach dem ganzen Befund annehmen, daß es sich um eine Bildung handelt, die erst nach Ablagerung der zweiten Vereisung stattgefunden hat, also von keiner weiteren Grundmoräne überdeckt wurde und somit dem Interglazial II der von der dritten Vereisung erreichten Gegenden entspricht. Erwähnt

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

mag noch werden, daß bei einer Bohrung beim Transformatorhaus nördlich der Stadt Bremervörde, die 50 m tief niedergebracht ist, in etwa 30 m Tiefe 30 cm »Braunkohle« angetroffen wurde. Ein genaueres Profil dieser Bohrung war leider nicht mehr zu erhalten. Auch die angebliche Braunkohle von Kleinmühlen auf Blatt Lamstedt könnte möglicherweise hierher gehören. Es kann sich aber da auch um verschwemmten Lignit handeln. Ebenso dürfte der Süßwasserkalk, der nördlich von Godenstedt bei Zeven nahe der Oste seit längerer Zeit zu Mergelungszwecken abgebaut wird, eine gleichaltrige Bildung darstellen.

Schucht erwähnt noch ein unbedeutendes Vorkommen von Diatomeen-Erde bei Glinde auf Blatt Bremervörde. Ich habe dasselbe trotz eifriger Nachforschungen nicht ermitteln können, möchte aber annehmen, daß es sich hier um ein alluviales Vorkommen handelt, das am Boden des inzwischen trocken gelegten Glinder-Sees sich befunden hat[1]).

Marine Diluvialschichten, die auf den sich nördlich anschließenden Blättern, z. B. am Dobrok auf Blatt Kadenberge, in der Wehr'schen Ziegelei östlich Lamstedt, bei Hackemühlen, bei Schuppenfelde und in der Ziegelei bei Nindorf auf Blatt Lamstedt, ferner am Schwarzen Berge bei Stade beobachtet und beschrieben wurden, fanden sich auf den kartierten Blättern nicht mehr. Es scheint daher, daß diese marinen Interglazialschichten doch recht eng an die Elbtalsenke gebunden sind, deren Anlage ja schon in präglaziale Zeit hineinreicht, und daß sie dann bei erneutem Vorstoß des Eises emporgepreßt wurden.

5. Die Gliederung des Diluviums

Die vertikale Gliederung unseres Diluviums ist verhältnismäßig einfach. Einige Bohrungen, die für das Wasserwerk Bremervörde an der Südseite des Ortes niedergebracht wurden, geben darüber Aufschluß. Danach finden sich bis zu drei Bänken Geschiebelehm, deren unterste teilweise kalkhaltig ist. Sie wechsellagern mit Sand- und Kiesschichten. Die Bänke keilen meist rasch wieder aus und gehen in Sand über. Es ist daher trotz der mehrfachen Überlagerung anzunehmen, daß sie alle zu einer Vereisung gehören. Leider ist keine Bohrung bis in den darunter zu erwartenden Lauenburger Ton durchgeführt, aber durch die Feldaufnahmen und durch Vergleiche mit den benachbarten Gebieten wissen wir, daß er darunter folgen muß. Danach gliedert sich das Diluvium von oben nach unten:

Talsande (z. B. im Pulvermühlenbachtal auf Blatt Hesedorf)
Interglazial von Hesedorf
Decksande und mehrere Bänke Geschiebelehm bezw. Mergel mit Sand- und Kiesschichten wechsellagernd
Vorschüttungssande der zweiten Vereisung
Lauenburger Ton.

[1]) Die Mitteilung fußt auf einem Aufsatz von Laufer: »Verlauf und Ergebnis der diesjährigen Untersuchungen seitens der Geologischen Landesanstalt zur Auffindung von Mergellagern in der Provinz Hannover« in der Hannöverschen Land- und Forstwissenschaftlichen Zeitung, Jg. 37, 1884, S. 900.

Für praktische Zwecke der Wasserversorgung sind die Sandschichten unter dem Geschiebelehm am wichtigsten. Aus ihnen deckt auch das Wasserwerk Bremervörde seinen Bedarf. Das Wasser ist aber eisenhaltig.

II. Alluvium

28 % der Oberfläche des Regierungsbezirks Stade sind von Mooren bedeckt[1]). So nehmen denn auch in den aufgenommenen Gebieten Moore einen großen Teil der Oberfläche des Landes ein, schätzungsweise auf beiden Blättern etwa die Hälfte. Die meisten Moore sind bis zum Hochmoorstadium fortgeschritten und würden heute noch weiter wachsen, das Land allmählich immer mehr mit den nassen Moostorfpolstern überziehend, wenn nicht der Mensch seit 150 Jahren und besonders in den letzten Jahrzehnten regulierend in diese Verhältnisse eingegriffen hätte. So finden wir denn heute kein unverändertes Moor mehr vor. Die Flachmoore, die die Elüsse meist randlich begleiten, sind in fruchtbare Wiesen verwandelt, die Hochmoore durch Absenkung des Grundwasserspiegels zum Teil in Ackerland, zum Teil gleichfalls in Wiesen. In der Gemarkung Klenkendorf südlich Bremervörde hat man den Versuch gemacht, das entwässerte Hochmoor aufzuforsten. Der Versuch ist gänzlich mißlungen. Vor einer Wiederholung desselben kann nur gewarnt werden; denn wenn jetzt dies Gelände als Ackerland benutzt werden soll, müssen auch noch die minderwertigen Baumstubben entfernt werden. Die Entwässerung der meisten Hochmoore hat zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels bis zu 3 m geführt, die natürliche Vegetation derselben ist daher nirgendswo mehr erhalten geblieben. Soweit das Moor noch nicht in Kultur genommen ist, bedeckt Heidekraut (*Calluna vulgaris*) die Oberfläche in fast lückenlosem Bestand. An feuchten Stellen gesellen sich ihr Doppheide und Gagel (*Erica tetralix* und *Myrica Gale*) hinzu. Ebenso sind die Hochmoorteiche fast alle verschwunden. Der vertikale Aufbau der Moore ist durch eine Reihe von Bohrungen, die das Meliorationsbauamt Stade ausgeführt hat, zum Teil recht gut geklärt.

So zeigt das große Moor, das sich zwischen Oste und Mehe in einer Länge von fast 10 km bei 3—5 km Breite erstreckt, folgenden Aufbau:

Hochmoortorf 5—20 dcm (im mittleren Teil), Schlick 2—10 dcm (in den Randgebieten)

Niedermoortorf mit tonigen Einlagerungen und Dargschichten — 50 dcm

umgelagerter Diluvialsand.

Der mineralische Untergrund liegt im allgemeinen unter Nordseemittelwasser, und zwar zum Teil recht erheblich, im nördlichsten Teil bis — 5 m. Er besteht meistens aus umgelagerten Diluvialsand. Zu unterst liegt ein Niedermoortorf, der teilweise als Darg entwickelt ist, er wird im nördlichen Teil bis 4 m mächtig. Mit dem Darg zusammen wurde an einzelnen Stellen auch Maibolt beobachtet. Über dem Niedermoortorf liegt ein meist nicht mehr als 2 m mächtiger Moostorf, der

[1]) Die ganze Provinz Hannover hat nach Brünn 460000 ha, nach Stoller auf Grund neuer Quellen 570000 ha Moorflächen, das sind 12 bezw. 15 % der Bodenoberfläche.

ziemlich stark zusammengesunken ist, da das ganze Hochmoor unter Kultur steht.

Ein weiteres Moor, über dessen Aufbau wir durch Bohrungen, welche den Torf ganz durchsunken haben, unterrichtet sind, ist das Lange Moor im Nordwesten des Blattes Ebersdorf. Auch dieses hat die recht beträchtliche Torfmächtigkeit bis zu 6,8 m. Der Flachmoortorf ist in diesem Moor wenig mächtig entwickelt, bis 1,2 m. Der ältere Moortorf hat $^1/_2$—2 m Mächtigkeit. Der bis 1 m mächtige Grenztorf ist durch zahlreiche Wollgrasbülten charakterisiert. Darüber liegt dann der jüngere Moostorf in 1—5 m Mächtigkeit, sie schwankt in den einzelnen Bohrungen jedoch stark. Die wechselnde Mächtigkeit des jüngeren Moostorfes ist interessant und beachtenswert. Dieses Hochmoor enthält in der Kolonie Langenmoor auch den einzigen, Wasser enthaltenden Hochmoorteich des Gebietes, den Bullensee, während alle übrigen Hochmoorteiche durch Absenkung des Grundwasserspiegels verschwunden sind.

Auf Blatt Mulsum ist durch die Untersuchungen der dort arbeitenden Torfverwertungsgesellschaft »Torfwerk Hohenmoor« der Aufbau dieses Moores gut geklärt. Es ist bis zu 8 m mächtig und wird von dem nicht fertig gewordenen Oste-Schwinge-Kanal durchquert. Die Kanalsohle liegt im Diluvialsand. Das Moorprofil ist im allgemeinen folgendes:

Weißtorf 10—15 dcm Brauntorf 10—15 dcm	jüngerer Sphagnumtorf
gut zersetzer Schwarztorf 40—50 dcm	älterer Spagnumtorf
Niedermoortoorf mit Baumresten 10—20 dcm	
Diluvialsand.	

Der Grenztorfhorizont ist in diesem Moore im allgemeinen nicht beobachtet.

An der Mehemündung (auf Blatt Lamstedt) wurde bei Projektierung einer Schleuse folgendes Profil beobachtet:

Oberkante der Bohrung 1 m über Nordseemittelwasser

0—1,1 m	Schlick
1,1—1,5 »	Niedermoortorf
1,5—3 »	toniger Niedermoortorf
3 —4,2 »	Niedermoortorf
4,2—5,3 »	Schilftorf (Darg)
5,3— »	Diluvialsand.

Auch beim Bau der Brücke über die Oste östlich des Ortes Bremervörde mußten die Pfähle, die dieselbe tragen, mehrfach tiefer gebracht werden, da unter dem wenige Meter mächtigen Torf unter dem Sand nochmals Torf folgte. Der feste Untergrund lag auch hier mehrere Meter unter Nordseemittelwasser. Aus diesen Daten ergibt sich ebenso wie aus dem oben gegebenen Profile des Moores zwischen der Oste und Mehe, daß der Mineralboden noch weit landeinwärts unter Nordseemittelwasser hinabreicht, zum Teil bis — 5 m. Diese Tiefenlage des Mineralbodens stützt die Annahme, daß die Moorbildung Nordhannovers besonders infolge einer Landsenkung in der Postglazialzeit eine so große Ausbildung ge-

wonnen hat, wie das Wolff in diesem Jahrbuch 1922, Seite 22 ff. des näheren ausgeführt hat.

Neben der Landsenkung möchte ich auch, wie schon erwähnt, den als durchgehenden Horizont in größerer Tiefe vorhandenen Lauenburger Ton, auf dem das Grundwasser sich staute, für die starke Vermoorung dieser Landesteile verantwortlich machen.

Das Ostetal wird von der Einmündung der Mehe bis nach Godenstedt von einem Dünengürtel begleitet[1]). Teils sind die Dünen im Tal liegen geblieben und ragen dann noch als Inseln aus dem vermoorten Gelände heraus, teils sind sie auch auf die niederen Geesthöhen des Ostrandes emporgeklettert. Sie verdanken westlichen Winden ihre Entstehung, da sie am Ostrande der ausgedehnten, heute von Moorflächen eingenommenen Senke des Ostetales liegen und werden in der Zeit nach dem Abschmelzen des Inlandeises entstanden sein, als die weiten Kies- und Sandflächen noch vegetationslos dalagen und reichliche Wassermengen den Sand auswuschen. Heute sind die Dünen meist aufgeforstet. Sie als Stütze für das oben abgelehnte Urstromtal zu werten, scheint mir nicht angängig, da sich auch sonst im Binnenlande auf Sanderflächen und anderswo, z. B. in der Segeberger Heide in Holstein, solche Dünen gebiete ohne Zusammenhang mit Urstromtälern finden.

[1]) Vergl. darüber auch Wilckens a. a. O. und Keilhack. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 69, Monatsber. S. 2—19 (1917).

Zur Geologie der Gegend von Oberlahr und Peterslahr im Westerwalde

Von Herrn **Otto Burre** in Berlin

Mit 2 Textfiguren

Diesen Mitteilungen liegen Beobachtungen zugrunde, die gelegentlich der geologischen Aufnahme auf den Blättern Altenkirchen, Asbach, Waldbreitbach und Dierdorf im Sommer 1924 gemacht wurden.

Das in Fig. 1 (S. 357) dargestellte Gebiet gehört zum westlichen Teile des Westerwaldes, wo es im Bereich des, abgesehen von den zahlreichen großen und kleinen Windungen, von Osten nach Westen gehenden Mittellaufs der Wied liegt. Die Oberfläche des Geländes besitzt die für das Rheinische Schiefergebirge charakteristische Gestalt einer alten Hochfläche, in die ein junges Talsystem tief eingeschnitten ist. Die Hochfläche selbst hat die Form eines flachwelligen Berglandes, dessen einzelne Hügel und Kuppen sich nur wenig über die Landschaft erheben und meistens flache, plateauartige Rücken haben. In diesen haben wir die Reste einer einst zusammenhängenden Fastebene, der alten präoligocänen Landoberfläche, vor uns, wie sie für den ganzen Westerwald charakteristisch ist. Die Jugendlichkeit des Talsystems ergibt sich sowohl aus der geringen Breite der Taleinschnitte, wie aus der Steilheit der Talhänge und aus den schroffen Felsen, die besonders das Wiedtal auf längere Strecken einfassen. Während die Mehrzahl der Nebentäler mit dem Wiedtal einen spitzen oder rechten Winkel bildet, münden in der Gegend von Oberlahr auf beiden Seiten einige Nebentäler in einem stumpfen Winkel in das Haupttal ein, so daß die Bäche kurz vor ihrer Vereinigung mit der Wied einen scharfen Knick machen müssen, ähnlich wie diese es selbst bei ihrer Mündung in den Rhein macht. Während die Richtung des von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Lahrbachtales durch das Zusammenfallen mit der allgemeinen Streichrichtung der devonischen Schichten eine einfache Erklärung findet, ist für die beiden von Nordwesten nach Südosten gehenden Täler bei dem Dorfe Oberlahr, die das Gebirge nahezu rechtwinklig zum Streichen durchsetzen, kein Grund zu erkennen. Die bei Haus Bruch und zwischen Burglahr und Heckerfeld aus der breiten Talaue der Wied aufragenden kleinen Hügel, die aus devonischen Schichten aufgebaut sind, verdanken offenbar alten Wiedschlingen ihre Entstehung.

Gleichen Ursprungs, aber aus einer älteren Zeit stammend, ist der Burgberg von Burglahr; denn das um ihn herumlaufende Alluvium liegt zum großen Teil erheblich höher als der heutige Talboden der Wied.

Die in diesem Gebiete zutage tretenden Schichten gehören sämtlich den Siegener Schichten an; es sind jedoch nur die beiden oberen Horizonte, die Rauhflaserschichten und die Herdorfer Schichten vertreten.

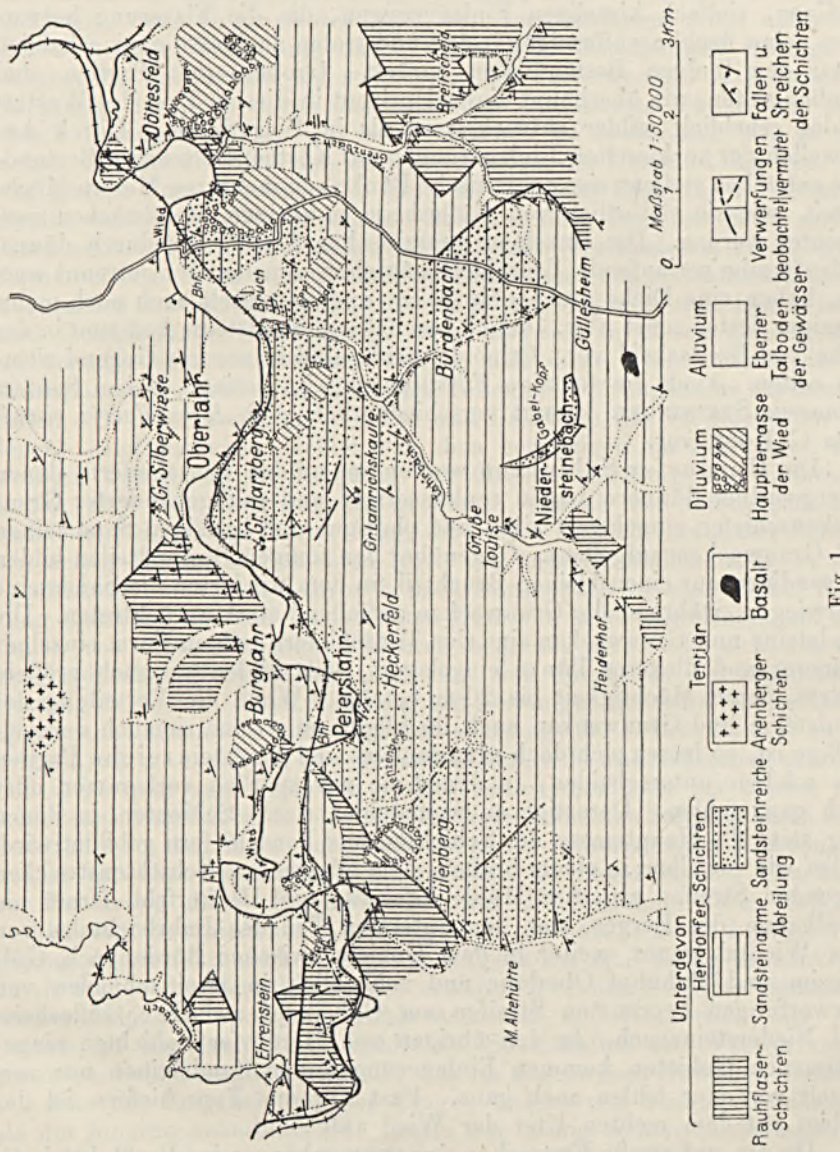


Fig. 1.

Der Tonschieferhorizont kommt erst einige Kilometer weiter im Süden, jenseits der großen südwest-nordöstlich verlaufenden Störung, die von Denckmann (5, 6, Karte) von Datzeroth an der unteren Wied bis in die Gegend von Betzdorf a. d. Sieg verfolgt ist, an die Oberfläche.

Die Rauhflaser-Schichten bestehen aus rauhflaserigen und rauhgebänderten Ton- und Grauwackenschiefern, denen untergeordnet dünnere Lagen milder Tonschiefer eingeschaltet sind. In der Regel haben die sandigen, vielfach kieseligen Einlagerungen, die die Flaserung hervorrufen, eine flachlinsenförmige Gestalt und treten an Masse ganz erheblich hinter den tonigen Bestandteilen zurück. Grobflaserige Partien sind ziemlich selten, wie überhaupt dieser Horizont in diesem Teile des Westerwaldes erheblich milder entwickelt ist als im Siegerlande. Durch Anschwellen der verkieselten Einlagerungen auf Kosten der tonigen Bestandteile entstehen stellenweise quarzitische Bänke von mehreren Metern Mächtigkeit, wie sie südöstlich von Güllesheim in einigen Steinbrüchen ausgebeutet werden. Die einzelnen quarzitischen Lagen, die durch dünne, wellenförmig verlaufende Tonschieferhäutchen voneinander getrennt werden, haben eine Dicke von $^1/_2$ bis 30 cm und vereinzelt auch noch mehr. Weniger feste, sonst aber ähnlich beschaffene Sandsteine kommen in der Nähe von Breitscheid vor. Crinoidenbänke sind in unserer Gegend ziemlich selten. Auch die sonstige Fossilführung ist gering. Neben *Spirifer primaevus* Steininger kommt verschiedentlich auch *Renssellaeria crassicosta* C. Koch vor.

Die Herdorfer Schichten werden aus milden Tonschiefern, denen untergeordnet dünnere Lagen rauhflaseriger und rauhgebänderter Grauwackenschiefer eingelagert sind, und plattigen und bankigen Sandsteinen und Grauwacken aufgebaut. Gegenüber den tonigen Bestandteilen bilden die sandigen nur einen kleinen Bruchteil, in dem wiederum die Sandsteine überwiegen, während die Grauwacken auffallend stark zurücktreten. Die Sandsteine und Grauwacken sind den Tonschiefern teils in Form einzelner dünnerer und dickerer Bänke eingelagert, teils bilden sie auch größere Pakete, deren Mächtigkeit bis 20 m beträgt. Wenn die Verteilung der Sandsteine und Grauwacken auch im allgemeinen eine ziemlich unregelmäßige ist, so lassen sich doch grauwacken- und sandsteinreiche Partien von solchen unterscheiden, in denen sie nur spärlich vorkommen oder auch ganz fehlen. Derartige an Sandsteinen reiche Schichten, in denen aber stets die Hauptmasse der Schichten aus Tonschiefern gebildet wird, finden wir vor allem in einem breiten, dem allgemeinen Schichtenstreichen folgenden Streifen zwischen Mühle Altehütte und Heckerfeld, ferner am Nordhange des Berges, der den untersten Teil des Lahrbachtales von dem Wiedtal trennt, weiter in dem Gebiete zwischen Bürdenbach, Güllesheim und Bahnhof Oberlahr und schließlich in zwei schmalen von Verwerfungen begrenzten Streifen am Gabelkopf zwischen Güllesheim und Niedersteinebach. In den übrigen von Herdorfer Schichten eingenommenen Gebieten kommen Einlagerungen von Sandsteinen nur vereinzelt vor oder fehlen auch ganz. Fast nur aus Tonschiefern ist das Gebiet auf dem rechten Ufer der Wied aufgebaut.

Da ein auf große Erstreckung zusammenhängendes Profil durch die

Herdorfer Schichten nirgends festzulegen ist, und da die intensive Faltung, sowohl im großen wie im kleinen, die genaue Feststellung der Schichtenfolge nahezu unmöglich macht, und außerdem die weitgehende Verlehmung der Hochfläche den Einblick in die Zusammensetzung und den Aufbau des Gebirges sehr erschwert, ist nicht ohne weiteres ersichtlich, ob diese beiden verschiedenen Ausbildungsformen der Herdorfer Schichten dadurch zustande kommen, daß die Facies auf kurze Erstreckung wechselt, oder ob sie Abteilungen von verschiedenem Alter darstellen, deren heutige Verteilung durch tektonische Bewegungen bedingt ist. Abgesehen davon, daß ein solch schneller Facieswechsel in horizontaler Richtung, der doch durch das Auskeilen der Sandsteinbänke zum Ausdruck kommen müßte, was aber nirgends zu beobachten ist, an sich schon unwahrscheinlich ist, spricht vor allem der Umstand dagegen, daß der gleiche Facieswechsel sich dann in vertikaler Richtung in derselben Breite verschiedentlich wiederholt haben müßte; denn ein Blick auf die Kartenskizze (Fig. 1, S. 357) zeigt, daß die beiden verschiedenen Ausbildungsformen öfter in mehr oder weniger quer zum Streichen verlaufenden Linien aneinander stoßen. Besonders tritt das in dem Gelände zwischen Wiedtal und Güllesheim in Erscheinung. Nun läßt sich in diesem Gebiete aber an verschiedenen Stellen nachweisen, daß diese Grenzlinien zwischen sandsteinreichen und sandsteinarmen Teilen mit Störungslinien zusammenfallen. So wird zwischen Wiedtal und Lahrbach das im Nordosten gelegene sandsteinreiche Gebiet von dem schiefrigen im Südwesten zum größten Teil durch die Erzgänge der Gruben Harzberg und Lamrichskaule, also eine Gebirgsspalte getrennt. Östlich von Güllesheim liegt zwischen beiden eine Verwerfung, die weiter südlich Rauhflaser-Schichten neben Herdorfer Schichten legt. An anderen Stellen, z. B. in dem Quertal, das sich vom Lahrbach nach Bürdenbach in südöstlicher Richtung erstreckt und auf dem rechten Ufer von sandsteinreichen, auf dem linken von sandsteinarmen Schichten begrenzt wird, läßt sich aus den orographischen Verhältnissen auf eine sich durch das Tal hinziehende Störung schließen, deren Richtung mit derjenigen der sonst beobachteten Querbrüche zusammenfällt, ohne daß allerdings der sichere Beweis zu erbringen wäre. Läßt sich so teils nachweisen, teils wahrscheinlich machen, daß diese quer zum Streichen verlaufenden Grenzlinien der beiden verschiedenen Ausbildungsformen der Herdorfer Schichten Störungslinien sind, und führt die Annahme eines Facieswechsels in horizontaler Richtung zu höchst unwahrscheinlichen Konsequenzen, so bleibt meines Erachtens zur Erklärung dieser Erscheinungen nur die Annahme übrig, daß wir es hier mit verschiedenen Abteilungen zu tun haben, deren heutige Verteilung durch tektonische Vorgänge entstanden ist. Völlig in Einklang damit stehen die Verhältnisse des erwähnten breiten Streifens sandsteinreicher Schichten zwischen Mühle Altehütte und Heckerfeld, der ein, freilich im einzelnen durch zahlreiche Spezialfalten und Verwerfungen gestörtes, Schichtenglied darstellt, das im allgemeinen Streichen verläuft.

Für die Entscheidung der Frage, welche von beiden Abteilungen als die jüngere anzusehen ist, liegen nur wenig sichere Anhaltspunkte vor. Man ist hier ganz auf die Festlegung der gegenseitigen Lagerungs-

verhältnisse angewiesen, was aber bei der intensiven Spezialfaltung in vielen Fällen nicht absolut sicher durchzuführen ist. Im allgemeinen beobachtet man jedoch, daß das Einfallen von den sandsteinarmen Partien zu den sandsteinreichen hin gerichtet ist. Da in unserem Gebiet überkippte Falten bisher nicht festgestellt sind, müssen wir daraus schließen, daß die sandsteinreichen Lagen die jüngeren sind. Die Ausnahmen, bei denen das Gebirge von den sandsteinreichen zu den sandsteinarmen einfällt, dürften auf streichende Störungen zurückzuführen sein. Mit diesen Schlußfolgerungen stimmen die Beobachtungen Quiring's (10, S. III) überein, der auf Blatt Betzdorf an der oberen Grenze der Herdorfer Schichten einen sandsteinreichen Horizont als Daadener Sandstein abgliedern konnte. Da der Übergang der Herdorfer Schichten zu den Unterkoblenzschichten in unserer Gegend bisher nicht beobachtet wurde, muß es einstweilen unentschieden bleiben, ob diese sandsteinreichen Schichten hier gleichfalls die oberste Abteilung der Herdorfer Schichten überhaupt sind, oder ob über ihnen nochmals sandsteinarme Lagen folgen.

Ich bin mir wohl bewußt, daß diese nur auf petrographische Verhältnisse gegründete Unterteilung der sehr mächtigen Herdorfer Schichten keine endgültige und befriedigende Lösung darstellt. Ich halte es auch für durchaus möglich, daß es sich hier trotz der Übereinstimmung mit den Verhältnissen bei Betzdorf nur um lokale Ausbildungsformen handelt.

Unter diesen Umständen erweisen sich die schmalen Schollen sandsteinreicher Tonschiefer auf dem Gabelkopf zwischen Niedersteinebach und Güllesheim, die von Denckmann (5, 6, Karte) für Koblenzquarzit angesehen wurden, als schmale Grabeneinbrüche jüngerer Lagen in ältere. Ihre Zugehörigkeit zu den Herdorfer Schichten ist durch den Fund von *Rensselaeria crassicosta* und *strigiceps* in Schiefern, die den Sandsteinen eingelagert sind, erwiesen. In dem westlichen, etwa von Süden nach Norden gehenden Graben auf dem Gabelkopf sind die Schichten zu einem nach Nordosten streichenden Sattel zusammengeschoben. Ob die in diesem schmalen Graben auftretenden Sandsteinbänke wirklich alle im Profil normal übereinander liegen, oder ob es sich um Wiederholungen ein und derselben Bank durch Überschiebungen, wie eine solche in einem der Steinbrüche zu beobachten ist, handelt, ist nicht zu entscheiden. An der westlichen Verwerfung dieses Grabens setzt der Gang der Grube Louise auf, so daß wir hier einen Ganggraben im Sinne Denckmann's vor uns haben. Der wenig weiter nordwestlich von hier von Denckmann (5, 6, Karte) angegebene Ganggraben von Koblenzquarzit hat sich bei der Spezialkartierung als eine normale Sandsteineinlagerung in den Herdorfer Schichten erwiesen.

Die in der Regel grünlichbraun bis gelb gefärbten Sandsteine der Herdorfer Schichten sind an verschiedenen Stellen unseres Gebietes sehr stark gebleicht. Hand in Hand mit dieser Bleichung der Sandsteine, die oft auf längere Erstreckung zu verfolgen ist, geht vielfach eine Bleichung der benachbarten Tonschiefer einher, pflegt sich jedoch in erster Linie auf jene zu beschränken. Derartige, gebleichte, z. T. fast weiße,

bankige und plattige Sandsteine finden wir vor allem in dem erwähnten Grabeneinbruch auf dem Gabelkopf, wo sie in mehreren Steinbrüchen ausgebeutet werden. Hier sind ihnen gleichfalls gebleichte Tonschiefer in verschiedener Mächtigkeit eingeschaltet. Die Sandsteine sind stellenweise von zahlreichen, unregelmäßig verlaufenden Milchquarzadern durchzogen, durch die die Sprünge und Klüfte wieder verkittet sind. Ähnliche Sandsteine finden wir westlich von Güllesheim. Stark gebleichte Schiefer treten südlich von hier auf. Weiter wird gebleichter Sandstein in mehreren Brüchen bei Heckerfeld gewonnen. Von hier zieht sich ein solches Paket heller Sandsteine quer über den Menzenberg hinweg. Weiter finden sie sich mit gebleichten Tonschiefern zusammen in dem Gebiete zwischen Eulenberg und Mühle Altehütte. Schließlich kommen sie noch auf dem Berge zwischen Wiedtal und dem unteren Teile des Lahrbachtales vor.

Alle diese genannten Bleichungszonen fallen mit dem Ausgehenden von Eisensteingängen zusammen. Wie schon oben erwähnt wurde, wird der Grabeneinbruch sandsteinreicher Schichten auf dem Gabelkopf von dem Gange der Grube Louise begleitet. Bei Güllesheim streicht der Gang Nöchelchen in der gebleichten Zone aus. Bei Heckerfeld und auf dem Menzenberge werden die gebleichten Sandsteine teils von einzelnen, teils von einem Schwarm von Gängen durchsetzt. Gleiche Verhältnisse haben wir in dem Gebiete zwischen Eulenberg und Mühle Altehütte. Außerhalb des Gebietes unserer Karte wurden gebleichte Sandsteine noch in der Nähe des Ausgehenden der Gänge der Gruben Wilhelm und Ferdinand bei Hombach beobachtet.

Während einerseits die Bleichung der Sandsteine und Schiefer auf die Stellen beschränkt ist, an denen Erzgänge Sandsteinbänke durchsetzen, treten andererseits keineswegs überall an dem Ausbiß der Gänge Bleichungen auf. Vielmehr zeigt das Nebengestein der Erzgänge in der Regel keine derartigen Veränderungen.

Bei allen genannten Vorkommen von gebleichten Sandsteinen und Schiefern erstreckt sich unsere Kenntnis nur auf die Tagesoberfläche und Steinbrüche, mit Ausnahme desjenigen auf dem Gabelkopf, wo die Baue der Grube Louise Aufschluß über die Tiefenerstreckung der Bleichung gibt. Die Gangspalte ist mit dem sog. »Ganggebirge« erfüllt, einer stark gestörten Masse von Tonschiefern und Grauwacken, in die zahlreiche Nebentrümer des Ganges hineinreichen. Als das Ausgehende dieses Ganggebirges ist der schmale Grabeneinbruch sandsteinreicher Teile der Herdorfer Schichten anzusehen. Ebenso wie übertage ist nun dieses Ganggebirge, dessen Breite 20—40 Meter beträgt, stark zersetzt und gebleicht. Es wird von Hilt (7, S. 14) folgendermaßen beschrieben: »Von dem unveränderten Nebengesteine ist die Gangmasse beiderseits, namentlich aber am Hangenden, noch durch mehr oder weniger mächtige Partien von ‚verändertem Gesteine' oder ‚Ganggebirge' getrennt. Dieses besteht vorzugsweise aus weißem Schiefer, dessen Streichen oft gar nicht mehr kenntlich ist und, wo es sich in unmittelbarer Nähe der Lagerstätte noch abnehmen läßt, stets mehr mit dem der letzteren, als mit dem allgemeinen Gebirgsstreichen übereinstimmt; in man-

chen Fällen findet durch fächerartige Schichtenstellung ein regelmäßiger Übergang statt. Nicht selten geht der weiße Schiefer in einen zähen weißen Ton über, während er anderseits zuweilen mit Bänken von gebleichter Grauwacke wechsellagert; sehr häufig ist er von Eisenstein und Quarz in Nestern, Adern und Trümmern durchzogen. Die Mächtigkeit des Ganggebirges beträgt 10—16 Lachter, und es umschließt stets nicht nur den Hauptgang, sondern auch alle Nebentrümmer, so daß hieraus die praktische Regel hervorgegangen ist, die Untersuchungsarbeiten nur solange fortzusetzen, als man sich in dem Ganggebirge befindet. Am Liegenden ist die Grenze gegen das unveränderte Nebengestein, die feste Grauwacke, ziemlich scharf und zeigt sich diese hier in der Regel nur etwas gebleicht, am Hangenden aber geht das Ganggebirge durch allmähliche Veränderung in den normalen blauen Schiefer über.« Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Bergassessor Dr. Böhne der Kruppschen Bergverwaltung in Betzdorf findet diese Bleichungszone etwa mit der Oxydationszone zusammen ihr Ende in der Tiefe. Die Oxydationszone reicht nach Jesse (8) in der Grube Louise im Durchschnitt bis 185 Meter unter das Ausgehende des Ganges. In den tieferen Lagen unterscheidet sich das Ganggebirge nur durch seine starke Zerklüftung von den übrigen Teilen des Gebirges.

Als Ursache dieser Bleichungs- und Zersetzungserscheinungen sind im Gestein zirkulierende Lösungen anzusehen, die in erster Linie eine Fortführung des Eisengehaltes bewirkten, auf die vor allem die Entfärbung zurückzuführen ist. Da die Zersetzungszone in der Tiefe ihr Ende erreicht, müssen wir annehmen, daß die Wässer von oben gekommen sind. Ich halte die Umwandlung der Gesteine unseres Gebietes für ein Produkt der Verwitterung der älteren Tertiärzeit, wie sie an vielen Stellen des Rheinischen Schiefergebirges beobachtet worden ist (vergl. Fliegel 6, S. 388 und die dort angegebene Literatur). Besonders auffallend ist die Übereinstimmung mit den Zersetzungserscheinungen, die Ahlburg (1, S. 281) in der Lahngegend bei Aumenau und Langhecke beschreibt, wo sie »gelegentlich bis unter die heutige Talaue reichen.« Ihre Entstehung wird gleichfalls in das Alttertiär verlegt. Auch die schon oben erwähnte Tatsache, daß die untere Grenze der Zersetzungserscheinungen mit der durchschnittlichen Tiefenerstreckung des Brauneisensteins zusammenfällt, dessen Entstehung nach Bornhardt (2, S. 307) spätestens in tertiäre Zeit zu verlegen ist, deutet darauf hin, daß zwischen beiden Vorgängen zum mindesten ein zeitlicher Zusammenhang besteht. Die gleiche Beobachtung, daß die untere Grenze der Zersetzungserscheinungen mit derjenigen der Oxydationszone zusammenfällt, hat Ahlburg an den genannten Stellen gemacht (1, S. 282).

Daß jedoch der Zersetzungsvorgang auch noch in späterer Zeit weiter ging, geht daraus hervor, daß auch der Basalt, der das Ganggebirge der Grube Louise an verschiedenen Stellen durchsetzt, zum großen Teil außerordentlich stark verändert und in eine graue bis rötliche, tonige Masse, sogenannte Basaltwacke umgewandelt ist. Diesem Basaltgang, der nur untertage bekannt ist, und dessen Zusammengehörigkeit mit der einige hundert Meter weiter südlich auftretenden Basaltkuppe des Kis-

semisch von Busz (3, S. 492) erwiesen ist, ist wohl, wie den übrigen Basalten des Westerwaldes, ein miocänes Alter zuzuschreiben.

Außer dieser tiefgehenden Zersetzung des anstehenden Gesteins auf schmalen Zonen, kommt sie in unserem Gebiete auch noch in mehr flächenhafter Form vor. Etwa $1^1/_2$ km nördlich von Burglahr liegen auf der Hochfläche unter weißen tertiären Schottern, von denen weiter unten ausführlich die Rede sein wird, helle z. T. gelbliche Tone, die aus zersetzten devonischen Tonschiefern entstanden sind. Die auffällige Erscheinung, daß hier die Umwandlung sich nur auf die obersten Schichten von wenigen Metern beschränkt, während sie an den oben beschriebenen Stellen in sehr erhebliche Tiefe hinunterreicht, ist auf die verschiedene Durchlässigkeit der Schichten zurückzuführen. Die mehr flächenhafte Verbreitung der Verwitterungsrinde bei geringer Mächtigkeit haben wir im Gebiete der sandsteinarmen Schichten, wo naturgemäß eine tiefe Versickerung sehr erschwert war. Die tiefgehenden Umwandlungsvorgänge beobachten wir dagegen in dem Bereich der sandsteinreichen Zonen der Herdorfer Schichten. Die bleichenden Tageswässer vermochten da am leichtesten und schnellsten in die Tiefe zu dringen, wo das Gestein am durchlässigsten war. Eine derartige Möglichkeit war aber vor allem da gegeben, wo ein an sich schon leicht durchlässiger Sandstein von einer Gangspalte durchsetzt wurde; denn diese pflegen stets wasserführend, also wasserdurchlässig zu sein. Daraus erklärt sich das Zusammentreffen von Sandstein, Gangspalte und Bleichung. Daß hier die Verwitterungskruste der tertiären Landoberfläche nicht erhalten ist, hat vielleicht seinen Grund darin, daß durch eben diese leichte Durchlässigkeit eine intensivere Zerstörung möglich war, wodurch der Abtransport des Materials erleichtert wurde.

Eine derartig tiefgehende und große Wasserzirkulation, wie wir sie für eine so weitgehende Umwandlung annehmen müssen, erscheint nur möglich, wenn das Gelände damals so hoch lag, daß der tiefste Punkt, bis zu dem die Zersetzung vorgedrungen ist, über dem durchschnittlichen Grundwasserspiegel gelegen war. Da dieser Punkt in der Grube Louise aber jetzt ganz erheblich unter dem heutigen Grundwasserspiegel liegt — seine Tiefe unter dem benachbarten Lahrbachtale beträgt etwa 90 m — müssen wir annehmen, daß nach Abschluß der Umwandlungsvorgänge eine beträchtliche Senkung des Gebietes eingetreten ist.

Zu dem gleichen Ergebnis kommt man, wenn man das Verhältnis zwischen der Tiefe der Oxydationszone der Spateisensteingänge und dem heutigen Grundwasserspiegel betrachtet. In der Grube Louise reicht der Brauneisenstein nach Jesse (8) im Durchschnitt bis in eine Tiefe von 9 m über der 60 m-Sohle, was einer Tiefe von 90 m unter dem Lahrbache oder 47 m unter dem Wiedtal bei Burglahr oder 120 m über NN entspricht. Der tiefste Punkt, an dem hier Brauneisenstein beobachtet wurde, liegt sogar noch erheblich tiefer, nämlich 9 m unter der 84 m-Sohle oder 87 m über NN. Vergleichen wir damit die Unterkante des Brauneisensteins der benachbarten Eisensteingruben, so gewinnen wir damit einen gewissen Anhalt dafür, ob diese Senkung das gesamte Ge-

birge gleichmäßig betroffen hat, oder ob es sich um Bewegungen einzelner Schollen handelt. Nach den Angaben von Wolf (11, S. 63 ff.) läßt sich die Tiefe, bis zu der der Brauneisenstein reicht, berechnen, und zwar für die ehemalige Grube Friedrich Wilhelm, die etwa $1^1/_2$ km südlich von Niedersteinebach liegt auf 180 m über NN. und damit etwa 60 m unter dem Talboden der benachbarten Bäche, für die ehemalige Grube Harzberg auf dem linken Ufer der Wied südlich der Grube Silberwiese auf 140 m über NN; das ist ungefähr 20 m unter dem Wiedtal. In der Grube Silberwiese reicht der Spateisenstein nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Betriebsführers Stein bis in die obersten Sohlen, wo er von einem Deckel abgeschnitten wird. Der Unterschied in der Höhenlage der Unterkante der Oxydationszone dieser Gruben ist nicht so beträchtlich, als daß er nicht durch die wellenförmige Oberfläche des Grundwasserspiegels in einem flach hügeligen Gelände, wie wir es für unser Gebiet in der älteren Tertiärzeit annehmen können, erklärt werden könnte. Für das Gebiet dieser Gruben ist also eine gleichmäßige Senkung ohne gegenseitige Schichtenverschiebungen anzunehmen. Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen liegt die untere Grenze der Oxydationszone der Grube Georg, die etwa $3^1/_2$ km südlich von Niedersteinebach auf der Höhe bei Willroth gelegen ist, ganz beträchtlich höher. Nach den Angaben von Wolf (11, S. 62) beginnt der Brauneisenstein erst bei 360 m über NN. Ob nun diese erheblichen Unterschiede gleichfalls auf ursprüngliche Lagerungsverhältnisse oder auf nachträgliche Schichtenverschiebungen zurückzuführen sind, muß einstweilen dahingestellt bleiben. Da von der alten tertiären Landoberfläche in unserer Gegend nur das kleine Stück nördlich von Burglahr erhalten ist, lassen sich aus seiner Höhenlage von 280 m über NN. im Vergleich mit der Tiefe der Oxydationszone der Eisensteingänge keine Schlüsse auf spätere Schollenbewegungen ziehen.

Wie schon oben erwähnt wurde, liegen auf der Verwitterungskruste der alttertiären Landoberfläche bei Burglahr weiße Milchquarzschotter, die nach Lagerung und Zusammensetzung den Arenberger Schichten Mordziols (9, S. 363) entsprechen, wenn auch das »Leitgeschiebe«, ein lichtgraues Kieselgestein, bisher nicht gefunden wurde. Die Stücke sind im allgemeinen klein; ihre größte Längserstreckung beträgt in der Regel 1—2 cm; größere Stücke, die höchstens die Größe eines Taubeneies erreichen, sind seltener. Feines, sandiges Material wurde nicht beobachtet. Die Hauptmasse besteht aus unregelmäßig geformten Stücken, bei denen nur die Ecken und Kanten abgerundet sind, während stärker abgerollte mehr zurücktreten. Viele von den wenig gerundeten Stücken zeigen narbenartige Vertiefungen und Einkerbungen, als ob sie angefressen seien. Häufig findet man größere und kleinere Brocken, die aus durch Brauneisen verkitteten Schottern bestehen. Ob diese Vererzung lagen- oder nesterweise in den Schottern auftritt, ließ sich wegen des Fehlens größerer Aufschlüsse nicht feststellen. Der Milchquarz, aus dem allein die Schotter bestehen, stammt offenbar aus zerstörten Quarzgängen und den Quarzmassen der Erzgänge. Wenn so die geringe Rundung vieler Stücke durch den kurzen Transportweg leicht erklärbar erscheint, so liegt doch

eine gewisse Schwierigkeit darin, daß von den übrigen Bestandteilen des abgetragenen Gebirges, Tonschiefern, Grauwacken und Sandsteinen, die ja doch den bei weitem überwiegenden Anteil ausmachen, nichts mehr vorhanden ist; denn bei einer derartigen vollkommenen Trennung der Bestandteile, wie sie hier vorliegt, und die nur durch fließendes Wasser bewirkt sein kann, wäre doch wohl eine stärkere Abrollung des Quarzes zu erwarten. Ich möchte hier diese Frage nur anschneiden, ohne im Augenblick in der Lage zu sein, eine befriedigende Erklärung dafür zu geben.

Gleichartige Schotter wurden noch $2^1/_2$ km südlich von Güllesheim an der Straße Horhausen—Willroth beobachtet. Übereinstimmend mit den Beobachtungen Mordziols am Rande des Neuwieder Beckens (9, S. 372) kommen die Arenberger Schichten in unserem Gebiete gleichfalls in sehr verschiedenen Höhenlagen vor. So liegen sie nördlich von Burglahr 280 m über NN, während sie südlich von Güllesheim in 350 m Höhe auftreten. Über ihre genaue Altersstellung liegen keine Anhaltspunkte vor.

Das tief eingeschnittene Talsystem der Wied ist wohl in der Hauptsache in diluvialer Zeit entstanden, wenn auch vielleicht die ersten Anfänge bereits in die jüngste Tertiärzeit zu verlegen sind. Ein Querschnitt durch das Wiedtal zeigt etwa die in Fig. 2 schematisch dargestellte Form.



Fig. 2.

Von der Hochfläche, die im Durchschnitt etwa 280—300 m über NN. liegt, senkt sich das Gelände in der Regel bis 220 m mit geringer Neigung ab, wo der Steilhang des Wiedtales beginnt, der ohne Unterbrechung bis zur Talaue durchgeht. Kurz über der Oberkante dieses Steilhanges tritt auf beiden Ufern vielfach eine Verflachung von verschiedener Breite ein. Auf dieser stellenweise morphologisch gut ausgebildeten Terrasse finden sich unmittelbar auf den devonischen Schichten grobe Schotter, die von einem feinen Lehm überlagert werden. Die meist gut gerundeten Stücke bestehen vorwiegend aus Gangquarz, ferner aus Grauwacke, Sandstein und tertiärem Findlingsquarzit, also einheimischen Gesteinen. Wegen der stellenweise starken Lehmdecke werden sie meist nur an dem Stirnrande der Terrasse sichtbar. Der Lehm besteht aus einer gelben feinen Masse, deren krümelige Beschaffenheit darauf hindeutet, daß er auch aufgearbeitetes Lößmaterial enthält. Diese »Hauptterrasse der Wied« düfte wohl der Hauptterrasse des Rheins entsprechen, die am Austritt der Wied aus dem Gebirge in das Neuwieder Becken nach Mordziol (9, Karte) 178—210 m über NN. liegt.

Was die Verteilung der Spateisensteingänge in unserem Gebiete

anlangt, so ist auffällig, daß besonders die Herdorfer Schichten sehr reich an Gängen sind, während die Rauhflaser-Schichten kaum nennenswerte Gänge enthalten. Es besteht da ein gewisser Gegensatz zum Siegerlande, wo die Rauhflaser-Schichten das für die Gangbildung günstigste Gestein zu sein pflegen.

Literaturverzeichnis

1. Ahlburg, J., Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. Dies. Jahrb. f. 1915, Bd. XXXVI, T. I, S. 269.
2. Bornhardt, W., Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Archiv f. Lagerstättenforschung T. I, 1910, H. 2.
3. Busz, K., Über die Umwandlung von Spateisenstein in Mangneteisen durch Kontakt an Basalt. Centralbl. f. Min. usw. 1901, S. 489.
4. Denckmann, A., Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Archiv f. Lagerstättenforschung T. I, 1912, H. 6.
5. —, Gutachten über die geologischen Verhältnisse in den Verkehrsgebieten der neu projektierten Wiedtalbahn. Archiv d. Geol. Landesanst. 1908.
6. Fliegel, G., Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1913, Bd. 65, Monatsber. Nr. 7, S. 387.
7. Hilt, Die Eisensteinlagerstätte der Grube Louise bei Horhausen nach ihrem geognostisch-mineralogischen Verhalten und ihrer mutmaßlichen Bildung. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1865, Bd. 13, S. 13.
8. Jesse, Darstellung der Lagerungsverhältnisse und des Betriebes der Eisensteingrube Louise bei Horhausen. Prüfungsarb. 1898.
9. Mordziol, C., Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, T. I, S. 348.
10. Quiring, H., Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Betzdorf im Jahre 1923. Dies. Jahrb. f. 1923, Bd. XLIV, S. III.
11. Wolf, G., Beschreibung des Bergreviers Hamm an der Sieg. Bonn 1885.

Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes

Von Herrn **Jul. Spriestersbach** in Remscheid

Hierzu Tafel 10—17 und 1 Textfigur

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	367
I. Stratigraphisch-tektonischer Teil	368
II. Stratigraphisch-biologischer Teil	377
Verzeichnis der vorkommenden Arten	395
III. Paläontologischer Teil	399
Literaturverzeichnis	445

Einleitung

Die vorliegende Arbeit war ursprünglich als Ergänzung zu der im Jahre 1909 erschienenen monographischen Bearbeitung der »Fauna der Remscheider Schichten von J. SPRIESTERSBACH und A. FUCHS« (28)[1]) gedacht, wobei die Fauna der vermutlich gleichaltrigen Sphärosideritschiefer des östlichen Sauerlandes einer vergleichenden Bearbeitung unterzogen werden sollte. Das Material dazu war durch die Aufsammlungen der Herren Geheimer Bergrat Prof. Dr. A. DENCKMANN und Dr. KOEHNE gegeben und wurde mir von der Direktion der Preußischen Geologischen Landesanstalt in dankenswerter Bereitwilligkeit zur Verfügung gestellt.

Leider wurde die Arbeit durch die Ereignisse des letzten Jahrzehnts für lange Zeit unterbrochen. Bei ihrer Wiederaufnahme fand sich eine andere Sachlage vor. Nicht allein, daß in der Zwischenzeit eine Anzahl einschlägiger Arbeiten erschienen war, die zum Teil auf unser Gebiet direkt Bezug hatten, auch die geologische Aufnahme des Sauerlandes und des Bergischen Landes durch die Geologische Landesanstalt hatte viel neues Material ergeben. So erschien es angebracht, mit der Erweiterung des Arbeitsgebietes auch den Rahmen der Arbeit weiter zu spannen und den gesamten vom Rhein bis zur Lenne hinüberziehenden Komplex der bergisch-sauerländischen Oberkoblenzschichten nach einheitlichen Gesichtspunkten zu bearbeiten. Dabei galt es vor allen Dingen, den merkwürdigen Dualismus aufzuklären, der die Oberkoblenzfauna unseres nördlichen Faciesgebietes beherrscht

[1]) Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis.

und dem, wie sich bald ergab, nur so beizukommen war, daß auch die gesamten älteren Schichten des Bergischen Landes und Sauerlandes mit in den Bereich der Betrachtung gezogen wurden.

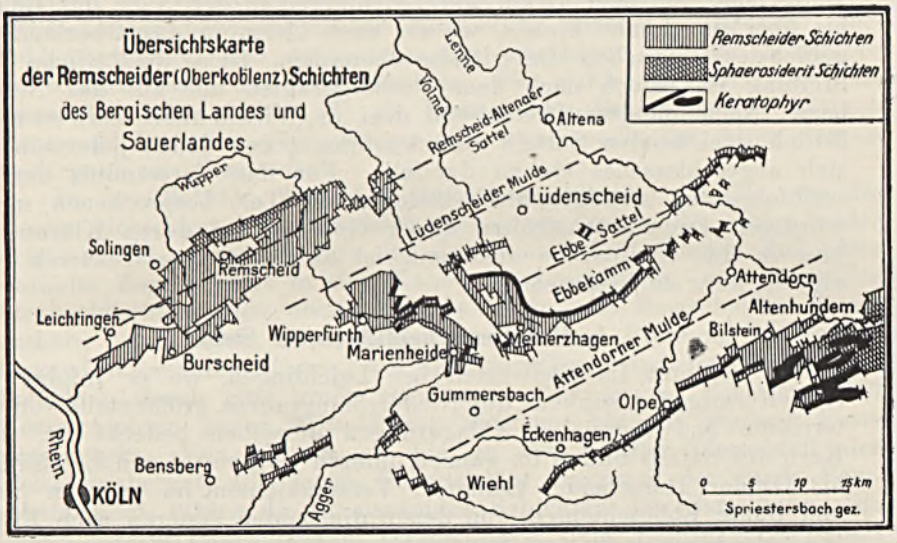
Das Ergebnis der langen paläontologischen und biostratigraphischen Untersuchungen, von denen viele auf Grund der Aufnahmearbeiten meines verehrten Freundes, des Herrn Bergrats Prof. Dr. A. Fuchs-Berlin, und in Gemeinschaft mit ihm unternommen wurden, ist die vorliegende Arbeit. Außer ihm danke ich vor allen Dingen auch der Direktion der Preuß. Geol. Landesanstalt für die Bereitwilligkeit, mit der sie die Abbildungen anfertigen ließ, und ferner den Herren Prof. Dr. Wedekind-Marburg, Dr. Dahmer-Höchst, Dr. R. Richter-Frankfurt und seiner verehrten Frau E. Richter für die liebenswürdige Erteilung von Auskünften oder Überlassung von Vergleichsmaterial.

I. Stratigraphisch-tektonischer Teil

Der hier als Oberkoblenzschichten besprochene Schichtenkomplex ist vertikal folgendermaßen begrenzt und festgelegt: Im Remscheid-Altenaer Sattel bildet ein breiter Zug rot und grün gefärbter Schiefer, die Hohenhöfer Schichten Denckmanns, das fast unvermittelt über unseren blaugrauen Oberkoblenzschichten auftretende Hangende. Die obere Grenze ist also petrographisch sehr scharf. Die Hohenhöfer Schichten sind versteinerungsleer, sie können daher nicht ohne weiteres zur Niveaubestimmung herangezogen werden. Über ihnen aber folgen die blaugrauen Hobräcker Schichten, in denen zum erstenmal Mitteldevontypen in größerer Zahl auftreten, wie *Calceola sandalina, Spirifer elegans, Productella subaculeata, Stropheodonta caudata* u. a. Nach diesem paläontologischen Befund würde man also die Hohenhöfer Schichten selbst als oberste Koblenzschichten ansprechen dürfen. Tatsächlich werden sie auch weiter nach Osten schon in der Gegend von Wipperfürth durch stark kalkige blaugraue Schiefer mit *Spirifer cultrijugatus* (vielleicht nebst var. *auriculata*), *Sp. aculeatus, Sp. parcefurcatus, Sp. dorsocavus* ersetzt, die selbst wieder auch dort von den eben erwähnten Hobräcker Schichten überlagert werden. Diese kalkigen Schiefer sind also wie ihre Äquivalente, die Hohenhöfer Schichten, ganz eindeutig als *Cultrijugatus*-Zone anzusprechen. In der Gegend von Olpe-Bilstein-Kirchhundem ist die Grenze gegen die *Cultrijugatus*-Zone noch schärfer, da hier dicht unter der Oberkante der Oberkoblenzschichten, stellenweise sogar als Dach derselben, die seit langem von Bilstein bekannte, weithin verfolgbare Hauptdecke von Keratophyrtuff auftritt.

Ebenso scharf ist die untere Grenze sowohl in dem Gebiet Olpe-Kirchhundem als im Ebbesattel, da in beiden Gebieten die Oberkoblenzschichten durch die weit ausgedehnte, bis zu 20 m mächtige Hauptkeratophyrdecke von den liegenden Rimmertschichten getrennt werden. In letzteren haben sich Versteinerungen bis jetzt nicht gefunden; ihrer petrographischen Ausbildung nach ähneln sie, abgesehen von den darin

auftretenden mächtigen Konglomeratbänken, dem Koblenzquarzit und dürften diesem auch im Alter entsprechen. Im westlichen Teil des Remscheid-Altenaer Sattels liegt unter den Oberkoblenzschichten ein wenig mächtiges Grenzkonglomerat, dem in der Gegend von Remscheid-Lennep ein schmaler Zug sehr rauher, grauer und roter Grauwackenschiefer und Grauwacken mit Konglomeraten entspricht. Beide werden von den wahrscheinlich altunterdevonischen roten und grünen Schiefern der Bunten Ebbeschichten unterlagert.



Die Verbreitung unserer bergisch-sauerländischen Oberkoblenzschichten steht in engstem Zusammenhang mit dem tektonischen Bau des ganzen Lenneschiefergebietes. Bei der Aufrichtung der paläozoischen Alpen wurde auch unser Gebiet zu mehreren einander parallel laufenden Sätteln und Mulden aufgefaltet, die dem von Südosten kommenden Druck folgend von Südwesten nach Nordosten streichen (vergl. die obenstehende Kartenskizze). Die einzelnen Sättel treten jedoch nicht nebeneinander, sondern schräg hintereinander auf. Da, wo der am weitesten nach Norden gelegene Remscheid-Altenaer Sattel (12) in der Gegend von Breckerfeld nach Osten untertaucht, beginnt sich — gewissermaßen als Druckausgleich — südöstlich davon jenseits der Lüdenscheider Mulde ungefähr von Wipperfürth an der Ebbesattel herauszuheben, der seinerseits wieder östlich der Lenne unter der hangenden *Cultrijugatus*-Zone verschwindet. Von diesem durch die Attendorner Mulde getrennt, tritt dann noch — wieder südöstlich davon — ein dritter Zug von Oberkoblenzschichten heraus. Dessen ursprüngliche Sattelstellung ist jedoch durch die (vielleicht der großen nordfranzösisch-belgischen Überschiebungslinie, faille du midi, entsprechende) gewaltige streichende Störung, die von DENCKMANN (8) zuerst in ihrer ganzen Erstreckung genauer bekannt ge-

macht und als Überschiebungslinie gedeutet wurde, wieder zerstört oder doch durch die Überschiebungsdecke der Beobachtung entzogen. Ein Rest dieses Zuges tritt im unteren Aggertal zutage. Er wurde von Zeleny (33) gelegentlich seiner Grubenaufnahmen kartiert, ist aber faunistisch noch zu wenig durchforscht und soll deshalb hier außer Betracht bleiben.

Im ganzen betrachtet erstrecken sich also unsere bergisch-sauerländischen Oberkoblenzschichten in westöstlicher Richtung in einer Entfernung von über 75 km von Leichlingen in der Nähe des Rheins bis über die Lenne hinaus, wo sie nach Osten in das Oberkoblenzgebiet des Hessischen Hinterlandes übergehen. Diese westöstliche Verbreitung ist jedoch nach dem Vorhergesagten nur auf das Neben- bezw. Nacheinanderauftreten von drei in Wirklichkeit südwest-nordöstlich streichenden Sätteln zurückzuführen, von denen jeder ein für sich abgeschlossenes Gebiet darstellt. Für das Verständnis der im nachfolgenden stratigraphisch-biologischen Teil besprochenen merkwürdigen Faunenverhältnisse dieser Gebiete, auf deren Klärung es hier in der Hauptsache ankommt, ist es nötig, ihre Tektonik hier einzeln kurz zu besprechen.

1. Der Remscheid-Altenaer Sattel

Er beginnt im Südwesten bei Leichlingen, wo er infolge des staffelförmigen Absinkens des Niederrheingrabens größtenteils von den tertiären und diluvialen Ablagerungen desselben bedeckt ist. Den Kern des Sattels bilden im ganzen unteren Wuppertal von Leichlingen bis Glüder Herscheider Schiefer, Verseschichten im engeren Sinne und Bunte Ebbeschichten, von denen die beiden ersteren nach Fuchs (14) als Äquivalente der Schichten von Liévin und Mondrepuits aufzufassen sind, also zum Teil noch zum obersten Silur gehören. Im Hangenden der Bunten Ebbeschichten folgt dann ein schmaler Zug blaugrauer Konglomerate, die ihrerseits wieder von den Oberkoblenzschichten konkordant überlagert werden. Letztere setzen sich ganz überwiegend aus graublauen bis blauschwarzen Grauwackenschiefern zusammen. Grauwacken treten nur ganz selten auf und sind dann verhältnismäßig dickbankig. Bei den Schiefern wechseln je nach dem Vorherrschen des sandigen oder tonigen Materials rauhere und weichere, mehr ebenspaltende Partien miteinander ab. Die ganze Schichtenfolge ist also recht einförmig entwickelt. Nur an einer Stelle werden die Schichten durch starke Anreicherung mit Eisencarbonat auf weitere Erstreckung hin sphärosideritisch. Von diesem Vorkommen soll weiter unten noch die Rede sein.

Fauna tritt im Gegensatz zu den weiter östlich gelegenen Oberkoblenzgebieten schon in der Nähe der Unterkante der ganzen Schichtenfolge auf. Sie findet sich fast ausschließlich in den tonigen Schieferpartien und auch hier wieder nur in einzelnen Bänken oder Bankfolgen, so daß die einzelnen Fundorte querschlägig oft recht weit auseinander liegen. Wo sich aber Versteinerungen finden, strotzen die Bänke oft geradezu von ihnen. Dabei herrschen die Lamellibranchier, was Stück- und Artenzahl anbetrifft, durchaus vor. Korallen

und Crinoiden fehlen merkwürdigerweise nahezu ganz. Erwähnenswert ist ferner das in einzelnen Bänken massenhafte Auftreten von Ostracoden, die meistens die Schichtflächen in zahllosen Mengen bedecken, infolge ihrer Kleinheit aber trotzdem leicht übersehen werden. Auffallend ist außerdem das bankweise Vorkommen einiger *Lingula*-Arten.

Die eigenartige Entwicklung dieser Fauna, von der weiter unten noch eingehend die Rede sein wird, im Verein mit der gleichmäßigen, von den liegenden und hangenden Schichtenfolgen durchaus abweichenden petrographischen Ausbildung unserer bergischen Oberkoblenzschichten ließ es zweckmäßig erscheinen, sie als besondere Stufe aufzufassen und auszuscheiden. Sie wurden deshalb vom Verfasser im Jahre 1904 (27) als **Remscheider Schichten** den übrigen Lenneschieferstufen gegenübergestellt, wenn auch ihr Alter damals noch ganz unsicher war.

Im westlichsten Teil des Remscheid-Altenaer Sattels, wo die älteren Schichten den Sattelkern einnehmen, treten die Remscheider Schichten als schmale Züge auf den beiden Sattelflügeln auf. Der südliche Zug beginnt in der Nähe von Leichlingen, wo er an der Straßenböschung kurz oberhalb Imbach typische Remscheider Fauna enthält, und streicht in ungefähr nordöstlicher Richtung bis in die Gegend Witzhelden-Glüder. Auf dem Nordflügel sind die Remscheider Schichten durch eine große streichende Störung, an der zum Teil Verseschichten gegen Mitteldevon absetzen, bis auf geringe Reste unterdrückt. Von Glüder ab bis an den steilen Westabfall des Holscheidsberges, auf dessen Scheitel der Hauptteil der Stadt Remscheid liegt, bilden die Remscheider Schichten den Sattelkern. Sie liegen hier in einer breiten Grabensenke, dem Reinshagener Quergraben, der westlich und östlich von zwei SO—NW streichenden, großen Querstörungen begrenzt ist. Besonders die letztere ist durch eine große Zahl von Quellen markiert, welche die Ursache der zahlreichen vom Holscheidsberg nach Westen zur Wupper hinabziehenden Schluchten und Bachtäler sind. Jenseits dieser Querstörung treten wieder Verseschichten und Bunte Ebbeschichten im Sattelkern auf. Ihren harten Konglomeraten verdankt der Holscheidsberg sein starkes, weithin die Gegend beherrschendes Heraustreten. Da aber, wo der Holscheidsberger Rücken in steilem Abfall in die nördlich und südlich vorgelagerten Hochflächen übergeht, liegen überall im Gelände wieder die weicheren, leichter verwitternden Remscheider Schichten. Der südliche Zug erreicht hier durch zweimalige Spezialsattelung die ansehnliche Breite von ungefähr 5 km und erstreckt sich querschlägig bis an den Südrand von Wermelskirchen. Besondere Beachtung wegen seiner merkwürdigen petrographischen Ausbildung verdient aber der nördliche Zug. Etwas unterhalb der Ortschaft Morsbach im Morsbachtal beginnen die bis dahin normal ausgebildeten und auch normal ohne eine erkennbare Querstörung fortstreichenden Grauwackenschiefer der Remscheider Schichten, die hier überall durch typische Fauna belegt sind, durch eine mehr oder weniger starke Aufnahme von Eisencar-

bonat in Sphärosideritschiefer überzugehen. Dabei nehmen sie eine mehr weißblaue Farbe an, die bei der Verwitterung in ein anfangs dunkles, später helleres Braun übergeht. Die Anreicherung ist vielfach so stark, daß es zur Ausbildung von lagenweise geschichteten Sphärosideritknollen von Taubenei- bis Kopfgröße kommt. Sie wurden früher zum Teil bergmännisch abgebaut und bilden ohne Zweifel eine der ursprünglichen Grundlagen der Remscheider Eisenindustrie. Bei der varistischen Faltung wurden die kleineren Knollen meistens durch den seitlichen Druck zu flachen Linsen ausgewalzt, die, parallel mit der Schieferung, hochkant mehr oder weniger steil zu den Schichtflächen gestellt, perlschnurartig aneinandergereiht sind. Auch die Sphärosideritschiefer selbst wurden bei der Faltung ungemein stark diagonal geschiefert und zerfallen bei der Verwitterung in zahllose dünne, am Rande scharfkantige, unregelmäßige Linsensplitter. Diese Ausbildung hält auch nach der östlich von Lennep erfolgenden Vereinigung mit dem Südflügel in den nördlichen Partien bis ins obere Wuppertal bei Dahlhausen an. Östlich der Wupper nimmt dann die ganze Schichtenfolge wieder ihr normales Aussehen an. Da der Remscheid-Altenaer Sattel nach Osten allmählich untertaucht, verschwinden dann unsere Remscheider Schichten in der Gegend von Breckerfeld unter den hangenden roten Hohenhöfer Schichten, den Äquivalenten der *Cultrijugatus*-Zone.

2. Der Ebbesattel

Südöstlich an den Remscheid-Altenaer Sattel anschließend folgt die Lüdenscheider Mulde. Die einzelnen Stufen derselben heben nach Westen bis in die Gegend von Hückeswagen an der oberen Wupper normal aus. Weiter westlich ist die Muldenstellung durch den Gebirgsdruck vollkommen zerstört und geht in Schuppenstruktur über. Südöstlich der Mulde beginnt dann ungefähr in der Gegend von Wipperfürth der Ebbesattel herauszutreten. Er streicht im allgemeinen normal von Südwesten nach Nordosten, ist besonders im östlichen Teil mehrfach spezialgefaltet und taucht jenseits der Lenne wieder nach Osten unter. Im Kern desselben erscheinen östlich von Wipperfürth zuerst wieder Verseschichten und Bunte Ebbeschichten, erst weiter im Osten treten auch die liegendsten Schichten, die Herscheider Schiefer, auf. Der bei Meinerzhagen beginnende Kamm der Ebbe liegt jedoch mehrere km südlich von Herscheid und setzt sich zumeist aus den härteren Gesteinen der Verseschichten und der Rimmertschichten zusammen. Auf die Bunten Ebbeschichten legen sich die Rimmertschichten und die Oberkoblenzschichten überall konkordant auf. Sie sind hier jedoch wesentlich ungleichmäßiger entwickelt als im Remscheid-Altenaer Sattel und müssen deshalb eingehender besprochen werden.

Der liegendste Teil besteht weit überwiegend aus wechsellagernden graublauen bis grünlichgrauen Schiefern und sehr festen, zum Teil quarzitischen, mittel- bis grobkörnigen Quarzsandsteinen, denen sich weithin verfolgbare Züge grober Konglomerate und konglomeratischer

Sandsteine beigesellen. An der oberen Grenze liegt ein breiteres Band roter und grüner Schiefer, in denen sich stellenweise Einlagerungen dünner oder mäßig dicker konglomeratischer Bänke beobachten lassen. Die ganze Stufe erinnert durch ihre konglomeratische Ausbildung an die Verseschichten im Remscheid-Altenaer Sattel und stellt wie diese offenbar eine Küstenbildung dar. Sie wurden von DENCKMANN als Rimmertschichten ausgeschieden. Nach A. FUCHS (12) entspricht ihr Alter vielleicht dem des Koblenzquarzits, doch haben sich bis jetzt keine bestimmbaren tierischen Reste darin gefunden. Ihr Alter bleibt also vorläufig zweifelhaft.

»Im Hangenden der Rimmertschichten folgt konkordant, d. h. vollkommen gleichsinnig zwischen die marinen Sedimente eingeschaltet, ein Lager von Quarz- bezw. Felsokeratophyr nebst zugehörigen Tuffen, das bis 20 m mächtig wird. Es ist ein Ergußgestein, das in einer meist dichten, weißen bis hellgrauen oder rosafarbigen, zuweilen auch grünlichgrauen Grundmasse kleine Einsprenglinge von Alkalifeldspäten enthält. Dagegen fehlen ihnen die Quarzeinsprenglinge, die in den Quarzkeratophyren des östlichen Sauerlandes bekannt sind« (15). Letzteres ist deshalb von Wichtigkeit, weil man schon danach annehmen darf, daß die beiden Eruptivgesteine nicht demselben Ursprungsherd entstammen.

Die Tuffe, die vielfach im engsten Verband mit dem Keratophyr auftreten, lassen in der Regel schon bei makroskopischer Betrachtung die Mischung von vulkanischen Aschenteilchen mit den Bestandteilen des normalen Sediments, Ton und Sand, erkennen. In der oft dunkelgefärbten tonig-sandigen Grundmasse liegen die meist hellen, scharf umgrenzten Kristalle und Kristallfragmente von Quarz und Feldspat zusammen mit zerspratzten, bimssteinartigen Magmateilchen. Zuzeiten stärkerer Auswurfstätigkeit, bei der große Mengen Asche emporgeschleudert und vom Winde verfrachtet wurden, kam es zur Anhäufung von fast reinen, später verfestigten Aschenbänken, bei schwächeren Ausbrüchen entstanden die sogenannten Porphyroide oder Porphyroidtuffe, bei denen die sedimentäre Grundmasse stark überwiegt.

Das ganze eruptive Lager bildet eine weithin verfolgbare Decke an der Basis der eigentlichen Oberkoblenzschichten, die bei der Orientierung im Felde immer wieder als Leitniveau den Weg weist. Die uneinheitliche Zusammensetzung desselben, teils aus Keratophyr mit und ohne Tuff, teils aus letzterem allein, beweist meines Erachtens ebenfalls, daß die Eruptivgesteine der Gegend von Bensberg bei Köln, der Ebbe und des östlichen Sauerlandes, von denen später noch die Rede sein wird, einer größeren Anzahl von Vulkanen ihren Ursprung verdanken. Andernfalls wäre auch die große flächige Verbreitung derselben, ca. 70 km ostwestlich und in der Breite nicht viel weniger, kaum zu erklären. Das ganze eruptive Lager bildet nur deshalb eine stratigraphische Einheit, weil die Gesamtheit der zeitlich vielleicht recht weit auseinanderliegenden Ausbrüche den Beginn einer neuen Sedimentationsperiode einleitete, bei der durch größere Verschiebungen in der Erdrinde neue Sedimentations- und Lebensbedingungen geschaffen wurden.

Im Remscheid-Altenaer Sattel fehlt der Keratophyr mit seinen Tuffen.

In der Ebbe folgt auf den Keratophyr ein schmaler Zug von gelblichgrauen bis graublauen, meist sandigen Schiefern und zwischengelagerten arkosigen Sandsteinen, die nach oben von einer schmalen Zone roter und grüner Schiefer abgelöst werden. A. Fuchs hat diesen Zug, da er im Felde leicht zu erkennen und deshalb stratigraphisch gut zu verwerten ist, als Wiebelsaatschichten ausgeschieden. Sie enthalten eine spärliche Oberkoblenzfauna vom Remscheider Typus.

Über den Wiebelsaatschichten folgt dann das Hauptlager der Remscheider Schichten in ganz ähnlicher petrographischer und faunistischer Ausbildung wie im Remscheid-Altenaer Sattel. Als Besonderheit wäre jedoch die Einlagerung von Rotschiefer- und Keratophyrtuffbänken zu erwähnen. Die Stufe folgt auf dem Südflügel als anfangs mäßig breites Band dem Hauptstreichen des Sattels, verbreitert sich dann rasch westlich und östlich des Wilbringhauser Horstes[1]) und macht hierbei die große Schichtenschleppung am Westrand der Ebbe mit, bei der die ganze Schichtenfolge von den Verseschichten an aufwärts sich um den Westabfall des Ebbekammes herumlegt und dabei auf ca. 5 km Länge in nordwest-südöstliches Streichen mit westlichem Einfallen übergeht. Erst von Wilbertshagen am Südrand des Kammes an nehmen sie wieder normales Streichen und Fallen an, das sie bis über die Lenne hinaus beibehalten. Auf dem Nordflügel des Ebbesattels sind die Remscheider Schichten fast gänzlich an der großen, den ganzen Nordrand des Ebbegebietes begleitenden streichenden Störung unterdrückt.

3. Das Gebiet Olpe-Bilstein-Kirchhundem

Am Südrand der Attendorn-Elsper Doppelmulde heben sich auf den Blättern Eckenhagen, Drolshagen, Olpe, Kirchhundem, Altenhundem als älteste Stufe die Oberkoblenzschichten heraus, während die älteren Stufen, Rimmertschichten, Bunte Ebbeschichten, Verseschichten und Herscheider Schiefer, an der mehrfach erwähnten großen Überschiebungslinie häufig unterdrückt sind.

Die Rimmertschichten sind auf dem westlichen Teil des Blattes Olpe in derselben Weise entwickelt wie im Ebbegebiet. Weiter nach Osten gehen sie allmählich in feste, helle Quarzite, den Rimmertquarzit Denckmanns, über.

Konkordant darüber folgt dann der in diesem östlichen Gebiet weitaus am stärksten entwickelte Keratophyr. Er tritt besonders auf Blatt Kirchhundem infolge von Spezialfaltung mehrfach als recht ausgedehnte Decke zutage; so bei dem Albaumer Sattel, dessen Kern aus Rimmertquarzit allseitig von einem breiten Keratophyrmantel umlagert ist und in fast noch größerer Erstreckung in der Gegend öst-

[1]) Ich verweise hierbei auf die kürzlich erschienenen, von A. Fuchs bearbeiteten Blätter Meinerzhagen und Herscheid und die wie diese im Verlag der Preuß. Geol. Landesanstalt demnächst erscheinende geologische Übersichtskarte des Bergischen Landes und des Sauerlandes von A. Fuchs.

lich von Würdinghausen und Kirchhundem. Nach W. E. SCHMIDT (26) treten in diesem Gebiet mitunter innerhalb der Decke Tufflager auf. Sie scheint also dort aus mehreren, kurz hintereinander folgenden Ausbrüchen mit zwischengeschaltetem Aschenauswurf entstanden zu sein.

Auch die im Hangenden des Keratophyrs auftretenden Oberkoblenzschichten unterscheiden sich in dem ganzen westlichen Teile des Zuges bis ungefähr zur Mitte des Blattes Olpe petrographisch kaum von den Remscheider Schichten des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels. Weiter nach Osten tritt dann allmählich eine auffallende Bänderung der Grauwackenschiefer auf. Sie wird in der Hauptsache durch eingeschwemmte Feldspatteilchen bewirkt, die sehr wahrscheinlich aus vom Wasser aufgearbeiteten Tuffmassen herstammen.

Noch weiter nach Osten, ungefähr von der Linie Kirchhundem-Albaum ab, ändert sich dann der petrographische Charakter der Schichtenfolge sehr rasch, indem die bis dahin blaugrauen Ton- und Grauwackenschiefer jenseits des Flapebaches fast unvermittelt in Sphärosideritschiefer übergehen. Die Ähnlichkeit sowohl der Schiefer selbst als auch der lagenweise angeordneten Knollen mit den oben vom Nordflügel des Remscheider Sattels beschriebenen Sphärosideritschiefern ist so groß, daß sich eine Handvoll in einem der Hohlwege bei Würdinghausen aufgehobener Splitter nicht von solchen aus dem Morsbachtale bei Remscheid unterscheiden läßt. Ich brauche deshalb nur auf die dort gegebene Beschreibung der eigenartigen Schichtenfolge hinzuweisen. Ein Unterschied besteht nur insofern, als die Sphärosiderite des Morsbachtales keine Versteinerungen enthalten und auch die Schiefer sehr arm an solchen sind, während beide in der Gegend von Kirchhundem eine sehr reiche Fauna enthalten, die im folgenden Teil näher besprochen ist.

Jenseits der Blattgrenze wird dann der Gehalt der Schiefer an Eisencarbonat allmählich wieder geringer, die Sphärosiderite verschwinden und unsere Sphärosideritschiefer gehen im weiteren Fortstreichen in die normal entwickelten Oberkoblenzschichten des Hessischen Hinterlandes und der Dillmulde über und fallen damit über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinaus.

Nach der Ablagerung der weitausgedehnten Hauptkeratophyrdecke an der Basis der Oberkoblenzschichten ist es in dem ganzen hier besprochenen Gebiet zu Lavaergüssen anscheinend nicht mehr gekommen; denn Keratophyre jüngeren Alters konnten bis jetzt nirgendswo festgestellt werden. Daß aber die Tätigkeit der verschiedenen Eruptionsherde damit nicht erloschen war, zeigt das Auftreten von Keratophyrtuffen in den Oberkoblenzschichten selbst. Die eigenartige Bänderung derselben, die auf dem Ostteile des Blattes Olpe zu beobachten ist und nach HENCKE und SCHMIDT auf die Einbettung feinster Aschenteilchen zurückgeführt werden muß, wurde oben schon erwähnt. Ein Hauptaschenausbruch erfolgte aber kurz vor Ende der Oberkoblenzzeit und muß von ganz gewaltigem Ausmaße gewesen sein, denn der Tuff von Bilstein, nach welchem Orte die ganze Decke benannt ist, besitzt

nach W. E. Schmidt (26) eine Mächtigkeit bis zu 15 m und eine Flächenausdehnung über die Blätter Olpe, Kirchhundem, Herscheid, Attendorn, Plettenberg, Endorf, Schmallenberg, Altenhundem, Wingeshausen und Erndtebrück hinweg von über 560 qkm.

Die Tuffe sind zum Teil als Aschen- und zum Teil als Kristalltuffe ausgebildet. Sie treten in den verschiedensten Formen und Übergängen auf, von einer festen, porphyr- oder arkosegrauwackenähnlichen Struktur, in welcher Ausbildung sie makroskopisch oft nur schwer von dem eigentlichen Keratophyr zu unterscheiden sind, bis zum Porphyroid, bei dem die tonig-sandige Grundmasse gegenüber der Aschenstreuung überwiegt. Das ganze eruptive Niveau bietet also auch hier denselben uneinheitlichen Eindruck, wie er vorhin bei der Hauptkeratophyrdecke in der Ebbe geschildert wurde; die Ursache dürfte also auch hier wie dort dieselbe sein. Das kommt auch darin zum Ausdruck, daß die Decke an vielen Stellen an der ‚Oberkante der Oberkoblenzschichten auftritt, während sie an anderen Orten, wie z. B. bei Bilstein, noch von einem schmalen Zug Remscheider Schichten mit typischer und hier sehr reicher Fauna überlagert wird.

Die Verbreitung der Oberkoblenzschichten in diesem Gebiet ist infolge der mehrfach erwähnten großen streichenden Störung und der zahlreichen bedeutenden Querbrüche sehr ungleich. Sie bilden auf den Blättern Eckenhagen, Drolshagen und dem westlichen Teil von Olpe ein verhältnismäßig schmales Band, das in nordöstlicher Richtung schräg über die Blätter hinüberzieht. Erst in der Nordostecke des letztgenannten Blattes verbreitern sie sich jenseits der großen Querverwerfung, die von Schmellenberg auf Rahrbach zu verläuft, auf ungefähr 2 km. In dieser Breite treten sie auf Blatt Kirchhundem hinüber, um hier schon bald in der Gegend von Welschenennest an einer zweiten Querstörung bis auf ca. 5 km anzuwachsen. Eine Zweiteilung des ganzen Zuges tritt dann ungefähr 1 km westlich vom Hundembach ein, wo sich eine breite Mulde von *Cultrijugatus*-Schichten in die Oberkoblenzschichten einfaltet. Der schmalere nördliche Teilzug greift schräg über Blatt Altenhundem hinweg bis auf das östlich anschließende Blatt Schmallenberg hinüber. Er behält bis in die Gegend von Altenhundem die tonig-sandige Ausbildung bei, die wir von dem Remscheid-Altenaer und dem Ebbesattel her kennen. Von Saalhausen östlich Altenhundem ab ändert sich jedoch der facielle Charakter, und die hier recht rauh werdenden Schichten gehen durch Aufnahme von Eisencarbonat in Sphärosideritschiefer und sphärosideritische Grauwacken über. Es tritt also hier dieselbe facielle Veränderung ein, die bei dem breiteren südlichen Zug östlich vom Flapebach einsetzt und schon oben bei der petrographischen Übersicht genauer besprochen wurde. Etwas westlich vom Flapebach springen die Schichten dieses südlichen Zuges an einer Querstörung, die von Hofolpe auf Brachthausen zu verläuft, weit nach Süden in das Gebiet der alten Schichten vor und treten in einer Breite von 6 km auf Blatt Wingeshausen hinüber. Daß sie hier wieder allmählich in Oberkoblenzschichten von normaler tonig-sandiger Facies aber mit mittelrheinischer Fauna übergehen, wurde schon oben erwähnt.

II. Stratigraphisch-biologischer Teil

Es wird ohne weiteres einleuchten, daß eine so weit ausgespannte Schichtenfolge — in der Luftlinie beträgt die Entfernung vom Rhein bis zur Lenne rund 75 km — nicht sofort in ihrer ganzen Ausdehnung als gleichartig erkannt worden ist und auch nicht erkannt werden konnte. Bekannt war schon seit langem der Fundort von Bilstein bei Olpe. Über die Geschichte desselben hat E. KAYSER (18) in seiner Arbeit »Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*« alles Wissenswerte so erschöpfend mitgeteilt, daß ich hier nur auf sie hinzuweisen brauche. Gerade diese Arbeit zeigt aber auch besonders deutlich, daß wir auch in der Geologie zuweilen »durch den Irrtum zur Wahrheit reisen«. Waren ursprünglich die Schichten von Bilstein von F. ROEMER (24) und FR. FRECH (9) als mitteldevonisch bezw. von letzterem als zur *Cultrijugatus*-Zone gehörig angesprochen worden, so glaubte KAYSER sie nach der darin enthaltenen Fauna als Siegener Schichten auffassen zu müssen. Er hat das Alter der Bilsteiner Schichtenfolge nur nach der Fauna festgelegt, ein Verfahren, das wegen der damals noch geringen Kenntnis der Unterdevonfaunen zweifellos große Bedenken in sich trug, das aber nur schwer zu vermeiden sein wird, wenn, wie hier, ganz in der Nähe die große, das ganze Sauerland und Bergische Land durchziehende streichende Störung liegt, an der das Mitteldevon bezw. Oberkoblenz gegen Schichten von zum Teil silurischem Alter unvermittelt absetzt, und wenn es sich dabei ganz einfach um die Frage handelt, ob diese Verwerfung über oder unter die Bilsteiner Schichten gelegt werden muß. In einem solchen Fall wird in der Regel die Fauna den Ausschlag geben; daß hier aber die paläontologische Beweisführung damals leider fast zwangsläufig irrig ausfallen mußte, wird eine kurze Besprechung der Bilsteiner Fauna erkennen lassen. Die häufigste Bilsteiner Versteinerung ist die große *Dechenia gigantea* SPRIESTERSBACH, die von BEUSHAUSEN (3) zu der in den Siegener Schichten nicht seltenen *Modiomorpha praecedens* BEUSHAUSEN gestellt wurde, andererseits aber auch mit *Dechenia taunica* KAYSER aus dem Taunusquarzit so große Ähnlichkeit besitzt, daß beide in verdrücktem Zustand — und der ist in Bilstein die Regel — nur schwer auseinanderzuhalten sind. *Modiomorpha bilsteinensis* B. hat in *M. carinata* MAURER und *M. elevata* KRANTZ aus den Siegener Schichten sehr nahe und leicht mit ihr zu verwechselnde Verwandte, und *Sphenotus Kayseri* SPR. wurde noch von BEUSHAUSEN zu dem in den Siegener Schichten nicht seltenen *Sph. soleniformis* GOLDF. gestellt. *Spirifer bilsteinensis* SCUP. endlich, eine der in Bilstein am häufigsten vorkommenden Versteinerungen, wurde von KAYSER noch zu *Sp. micropterus* GOLDF. = *Sp. hystericus* SCHLOTH. gerechnet, der bekanntlich eins der wichtigsten Siegener Leitfossilien darstellt. Vergegenwärtigt man sich ferner, daß man heute den Artbegriff wesentlich enger faßt als vor einigen Jahrzehnten und daß unsere Kenntnis von der Niveaubeständigkeit der meisten Arten seitdem viel weiter fortgeschritten ist, so wird man begreifen, daß KAYSER zu jenem Fehlschluß kam, fast kommen mußte,

Genau ein Jahrzehnt nach dem Erscheinen der Arbeit Kayser's veröffentlichte ich im Jahre 1904 eine vorläufige Mitteilung (27) über die Stellung der devonischen Schichten aus der Umgebung von Remscheid, in der ich den Nachweis erbrachte, daß fast sämtliche von Bilstein bekannten Arten auch in der Gegend von Remscheid vorkommen, daß demnach beide Schichtenfolgen vermutlich gleichaltrig seien. Damit waren also die »Remscheider Schichten«, so hatte ich den ganzen Komplex zur Unterscheidung von den übrigen bis dahin bekannten Lenneschieferstufen genannt, ebenfalls Siegener Schichten geworden. Ich erwähnte aber schon damals, daß ein großer Teil der 69 Arten, die ich in ihnen nachgewiesen hatte, auch in die Koblenzschichten hinaufginge oder doch, soweit sie neu waren, ihre nächsten Verwandten in diesen und nicht in den Siegener Schichten besäßen. Hier konnten also nur weitere Untersuchungen endgültige Klarheit schaffen.

Leider führten längere eingehende stratigraphische Untersuchungen aus weiter unten zu besprechenden Ursachen zu keinem Ergebnis, so daß eine Klärung der Altersfrage nur durch die ebenfalls weiter durchforschte Fauna möglich war. Aus diesem Grunde mußte bei der im Jahre 1909 erschienenen monographischen Bearbeitung derselben (28) neben der Beschreibung der neuen Arten besonderer Wert auf ihre Beziehungen zu anderen Faunengebieten gelegt werden. Die damals aufgestellte Liste konnte seitdem durch einige neuaufgefundene Arten ergänzt und bei einigen anderen berichtigt werden, so daß sich heute das folgende Bild der in der Umgegend von Remscheid vertretenen Fauna ergibt:

Fischplatten und -stacheln
Asteropyge sp.
Beyrichia montana Spriestersbach
» *embryoniformis* Spriestersbach
Kloedenia? incompta Dahmer
Strepula Spriestersbachi Dahmer
Pterinea gracilis Spriestersbach
Leiopteria globosa Spriestersbach
Limoptera obscura Spriestersbach
Myalina bilsteinensis F. Roemer
Modiomorpha bilsteinensis Beushausen
» aff. *praecedens* Beushausen
» *eximia* Beushausen
» cf. *Follmanni* Beushausen
» *rhomboidalis* Spriestersbach
» ? *Beushauseni* Spriestersbach
Modiola antiqua Goldfuss
Dechenia westfalica Spriestersbach
Nucula circularis Spriestersbach
» *Lieseri* Spriestersbach
Nuculana securiformis Goldfuss
» *Mülleri* Beushausen
» *Ahrendi* A. Roemer
» cf. *lodanensis* Beushaesen
» *lanceolata* Spriestersbach
Cucullella decipiens Spriestersbach
Ctenodonta obsoleta Goldfuss
Ctenodonta parvidens Spriestersbach
» *Eschbachiana* Spriestersbach
» *insignis* Beushausen
» *Roemeri* Beushausen
» *brachyrhyncha* Spriestersbach
» *aequis* Spriestersbach
Carydium callidens Spriestersbach
Myophoria Fuchsi Spriestersbach
» *macrorhyncha* Spriestersbach
» *minima* A. Fuchs
» *ledoides* Spriestersbach
» *oblonga* Spriestersbach
Prosocoelus priscus A. Roemer
Goniophora cf. *Schwerdi* Beushausen
» sp. aff. *acuta* Sandberger
Sphenotus Kayseri Spriestersbach
Cypricardella curta Beushausen
Montanaria ovata Spriestersbach
» *elongata* Spriestersbach
» *curta* Spriestersbach
» *anulifera* Spriestersbach
Paracyclas rugosa Goldfuss
Leptodomus lanceolatus Spriestersbach
» *striatulus* Sandberger
Grammysia sp.
Phthonia soleniformis Spriestersbach
Lingula montana A. Fuchs

Lingula intermedia A. Fuchs
» *brevis* A. Fuchs
Discina simplicistria A. Fuchs
» *circumcincta* Spriestersbach
Craniella cassis Zeiler-Wirtgen
Orthis montana A. Fuchs
Orthothetes umbraculum Schlotheim
Chonetes oblonga A. Fuchs
» *sarcinulata* Schlotheim
» » var. *subquadrata* A. Roemer
Spirifer subcuspidatus Schnur
» *bilsteinensis* Scupin
» *depressus* A. Fuchs
» *incertus* A. Fuchs
Glassia paucicosta A. Fuchs
Rhynchonella hexatoma Schnur
» *imitatrix* A. Fuchs
Eunella bilineata A. Fuchs
Centronella laevicosta A. Fuchs
Rensselaeria? confluentina A. Fuchs
Bellerophon (Bucaniella) dorsoplanus A. Fuchs
» (») *vicinus* A. Fuchs
Pedasiola tripleura A. Fuchs
Pleurotomaria gracillima A. Fuchs
Murchisonia acutecarinata Spriestersbach
Naticopsis parvula A. Fuchs
Turbonitella cf. *piligera* Sandberger
Tentaculites ornatus Sowerby
Hyolithes onychia A. Fuchs
Coleoprion aff. *gracilis* Sandberger
Conularia montana n. sp.
Spirorbis omphalodes Goldfuss
Spirophyton helix Spriestersbach
» *minusculum* Spriestersbach

Von diesen 88 Arten waren nicht weniger als 50 neu, d. h. bis dahin in anderen devonischen Schichten noch nicht gefunden worden. Für einen großen Teil derselben trifft das auch heute noch zu. Sie bilden also Sondertypen, die auch in der Gegend von Remscheid fast alle zu den Seltenheiten gehören und für den Vergleich mit anderen Faunengebieten von vornherein ausschieden. Als Remscheider Leitarten, die an allen Fundorten durch ihre Häufigkeit auffallen und auch bei den späteren Untersuchungen in den östlich anschließenden Gebieten immer wieder den Weg wiesen, kommen eigentlich nur verhältnismäßig wenig Arten in Betracht. Es sind dies:

Pterinea gracilis Spriestersbach
Myalina bilsteinensis F. Roemer
Modiomorpha bilsteinensis Beushausen
Ctenodonta obsoleta Goldfuss
Carydium callidens Spriestersbach
Prosocoelus priscus A. Roemer
Montanaria ovata Spriestersbach
Spirifer bilsteiniensis Scupin
Bucaniella vicinus A. Fuchs
Beyrichia montana Spriestersbach

Davon sind *Myalina bilsteinensis, Ctenodonta obsoleta, Carydium callidens, Montanaria ovata* und *Beyrichia montana* Bankbildner, die zuweilen ganze Bänke in zahlloser Menge durchsetzen oder die Schichtflächen bedecken und so auch auf größere Entfernung hin leicht erkennbare Leitlinien bilden. Für die weiter östlich gelegenen Gebiete trifft das jedoch, wie ich schon vorweg bemerken möchte, nur mit Einschränkung zu. Schon in dem Gebiet von Marienheide fehlt *Ctenodonta obsoleta* als Bankbildner, und darüber hinaus verschwinden in der Gegend von Bilstein auch die *Montanaria*- und *Carydium*-Bänke. Also gerade die wichtigsten Remscheider Charakterformen lassen uns nach Osten hin allmählich im Stich, während andererseits, wie die folgenden Listen erkennen lassen, sehr viele der weniger häufigen Typen bis ins östliche Sauerland hin aushalten.

25 Arten unserer Remscheider Fauna waren schon früher bekannt, zum größeren Teil vom Mittelrhein, zum kleineren aus dem Harz oder aus beiden Gebieten. Außer *Craniella cassis* und *Chonetes sarcinulata* konnte aber bis jetzt keine derselben aus typischen Siegener Schichten nachgewiesen werden, eine Tatsache, die sicher nicht zugunsten der Annahme Kayserʼs über das Alter unserer Schichten-

folge spricht. Zudem gehören beide Arten zu jenen Typen, die anscheinend das ganze Unterdevon hindurch aushalten und infolgedessen jeden stratigraphischen Wert verlieren. Vielleicht werden allerdings spätere Untersuchungen die Langlebigkeit beider Arten ebenso beschränken, d. h. die Verschiedenheit der älteren und jüngeren Formen dartun, wie es bei manchem anderen dieser Vaganten bis jetzt schon geschehen ist. Alle anderen Arten treten in den genannten Gebieten in den Koblenzschichten auf und zwar außer *Cypricardella curta* B. auch in den Oberkoblenzschichten. Zwar befindet sich keine typische Oberkoblenzform darunter; wenn man aber das Alter einer Schichtenfolge in Ermangelung anderer Möglichkeiten nur nach ihrer Fauna bestimmen will, dann wird man naturgemäß das Schwergewicht auf denjenigen Artenkomplex zu legen haben, der bis in die jüngsten Schichten hinaufgeht. Man wird es deshalb begreiflich finden, daß wir im Jahre 1909 bei der abschließenden Beurteilung der Fauna den Remscheider Schichten »eine Stellung bei den Koblenzschichten, spezieller in der Nähe der Oberkoblenzschichten« zuwiesen.

Das Gebiet von Marienheide

Diese 1909 ausgesprochene Ansicht bestätigte sich um so mehr, je weiter im Laufe der nächsten Jahre die Verfolgung und Untersuchung unserer Remscheider Schichten nach Osten fortschritt. Zwar zeigten die am Westrande des Ebbesattels bei Wipperfürth auftretenden Oberkoblenzschichten noch typischen Remscheider Faunencharakter, aber schon bei Marienheide änderte sich das Bild ganz wesentlich. Einige der wichtigsten dortigen Fundpunkte, von denen fast sämtlich nachstehend genannten Arten stammen, liegen in dem Bahneinschnitt am Südostausgang des Bahnhofs Marienheide, ferner bei Wipperfließ an dem Nordausgang des Bahneinschnitts der Bahnlinie Marienheide-Meinerzhagen, wo diese in das Tal des Brucherbaches eintritt, und endlich an dem Waldweg ungefähr 200 m unterhalb Niedergenkel im Genkelbachtal zwischen Marienheide und Meinerzhagen. Bei allen drei Fundorten handelt es sich um dieselben Bänke, die im Streichen dreimal durch die Täler angeschnitten werden. Sie enthalten einen überraschenden Reichtum von Fossilien, die sich dabei durch eine Schönheit der Erhaltung auszeichnen, wie man sie nur von den besten Fundorten des Mittelrheins und der Eifel kennt.

Bis jetzt fanden sich dort folgende Arten:

Große Fischplatten
Homalonotus gigas A. Roemer
Beyrichia montana Spriestersbach
» *embryoniformis* Spriestersbach
Cyrtoceras sp. sp.
Aviculopecten tenuistriatus Spriestersbach
Pterinea gracilis Spriestersbach
» *lineata* Goldfuss var. *irregularis* Spr.
Leiopteria crenato-lamellosa Sandberger
» *montana* n. sp.
Myalina bilsteinensis F. Roemer
» » var. *sulcata* Spr.
Limoptera obscura Spriestersbach
Modiola antiqua Goldfuss
Dechenia gigantea Spriestersbach
» *Follmanni* Spriestersbach
» *westfalica* Spriestersbach
» » ? var. *curta* Spr.
Modiomorpha bilsteinensis Beushausen
» *modiola* Beushausen
» *anulifera* Spriestersbach
Nucula grandaeva Steininger
» *Lieseri* Spriestersbach
Nuculana securiformis Goldfuss

Nuculana lanceolata Spriestersbach
Ctenodonta Eschbachiana Spriestersbach
» *Spriestersbachi* Dahmer
» *obsoleta* Goldfuss
Cypricardella rhomboidalis A. Fuchs
Myophoria Roemeri Beushausen
» *minima* A. Fuchs
Montanaria ovata Spriestersbach
» *lata* Dahmer
Paracyclas rugosa Goldfuss
Prosocoelus priscus A. Roemer
Carydium callidens Spriestersbach
Goniophora nassoviensis Kayser
» *westfalica* Spriestersbach
Megagrypha Cullmanni Spriestersbach
» *? compacta* n. sp.
Sphenotus elongatus Spriestersbach
Grammysia abbreviata Sdbg. mut. *postera* Spr.
Leptodomus cf. *exilis* Drevermann
» *striatulus* Beushausen
» *arcuatus* Spriestersbach
Glossites imminutus Spriestersbach
» *pseudolaevis* Spriestersbach
» *planus* Spriestersbach
Palaeosolen? parvulus Spriestersbach
Prothyris plicata Spriestersbach
Conocardium tenuidorsatum Spriestersbach
Craniella cassis Zeiler-Wirtgen
Lingula intermedia A. Fuchs
Discina simplicistria A. Fuchs
Orthis montana A. Fuchs
Orthothetes umbraculum Schlotheim
Chonetes sarcinulata Schlotheim
» *oblonga* A. Fuchs
Rhynchonella hexatoma Schnur
Atrypa reticularis Lamarck
Glassia paucicosta A. Fuchs
Spirifer subcuspidatus Schnur
» *bilsteinensis* Scupin
» *crassifulcitus* Spriestersbach
» *humilis* Scupin
» *montanus* n. sp.
» *incertus* A. Fuchs
» *curvatus* Schlotheim
Cyrtina heteroclyta Defrance
Dielasma macrorhyncha Schnur
Centronella laevicosta A. Fuchs
» *imparstria* A. Fuchs
Pleurotomaria Kleini Beushausen
Murchisonia evoluta Spriestersbach
Holopella piligera Sandberger
Pedasiola tripleura A. Fuchs
Ctenocrinus sp.
Tentaculites ornatus Sowerby
Aulopora serpens Goldfuss
Spirophyton minusculum Spriestersbach
» *helix* Spriestersbach

Von diesen 77 Arten kommen 33, also fast die Hälfte, auch in der Umgegend von Remscheid vor, und es sind, was das Wichtigste ist, sämtliche Arten auch hier noch vorhanden, die ich oben als eigentliche Remscheider Charakterformen genannt habe. Hinzu kommt die Tatsache, daß die petrographische Ausbildung der ganzen Schichtenfolge bis auf die Einlagerung von einigen Rotschiefer- und Tuffbänken vollkommen mit derjenigen aus der Umgegend von Remscheid übereinstimmt und daß sie zum anderen, wie A. Fuchs schon seit langem festgestellt hat, hier wie dort unmittelbar im Liegenden der *Cultrijugatus*-Zone bezw. der dieser äquivalenten Hohenhöfer Schichten auftritt. Die Übereinstimmung ist also nach jeder Richtung hin so groß, daß gar kein Zweifel an der Gleichaltrigkeit beider Schichtenfolgen bestehen kann.

Stratigraphisch-biologisch wichtig wird die Marienheider Fauna durch das Nacheinanderauftreten der einzelnen Faunenelemente. Wie ich schon oben erwähnte, stammen die meisten Arten der vorstehenden Liste aus den hangenden, dicht unter der *Cultrijugatus*-Zone gelegenen Partien. Gerade in den tiefer liegenden Schichten aber finden sich — wenn meist auch vereinzelt, so doch an zahlreichen Stellen — die beiden wichtigsten Remscheider Leitformen, *Montanaria ovata* und *Ctenodonta obsoleta*, die in die höheren Lagen nicht hinaufgehen. Dafür erscheint in den höheren Partien zum ersten Male eine größere Anzahl von bekannten mittelrheinischen Oberkoblenzformen, wie *Modiomorpha modiola*, *Goniphora nassoviensis*, *Atrypa*

reticularis, Spirifer curvatus, Dielasma macrorhyncha. Mutet also die Fauna der Umgegend von Remscheid und auch der tieferen Lagen der Umgegend von Marienheide noch ganz fremdartig an, so hat man, von Westen kommend, hier in den oberen Partien zum erstenmal das Gefühl: Das Dunkel beginnt sich zu lichten, die rheinische Oberkoblenzfauna meldet sich an. Hier wurde seinerzeit unsere langgehegte Vermutung endlich zur Gewißheit: Die Remscheider Schichten sind Oberkoblenzschichten.

Und noch ein weiteres wichtiges Bindeglied brachte die Marienheider Fauna. Die bei Bilstein am häufigsten auftretende Art, *Dechenia gigantea* Spr., fand sich in ebenso großer Zahl auch bei Niedergenkel. Damit fügte sich also auch die letzte noch fehlende Bilsteiner Charakterform in die Remscheider Fauna ein.

Über die sich aus den beiden vorstehenden Listen noch weiter ergebenden Beziehungen der Remscheider Fauna zu der des Oberharzer Kahlebergsandsteins soll weiter unten im Zusammenhang mit der Fauna der Sphärosideritschiefer gesprochen werden. Hinweisen möchte ich außerdem aber noch auf das Auftreten einer ganzen Anzahl amerikanischer Gattungen in unseren sauerländischen Oberkoblenzschichten, die bis dahin nur als größte Seltenheiten oder überhaupt nicht aus unserem deutschen Devon bekannt waren. Dahin gehören die Gattungen *Glossites* mit 3 Arten, *Prothyris* mit 2, *Phthonia* mit 2, *Modiella (= Modiola)* mit 1, *Sphenotus* mit 4, *Elymella* mit 1, und *Cimitaria (= Leptodomus)* mit 1 Art. Weniger überraschen dürfte dabei die Tatsache, daß alle diese Gattungen zu den Heterodonten gehören, als daß sie in Amerika sämtlich in den Hamilton und Chemung groups, also dem höheren Mitteldevon und Oberdevon, auftreten. Es muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, den Grund für diese anscheinende Westwanderung eines Teiles unserer Oberkoblenzfauna festzustellen.

Das Gebiet von Bilstein-Kirchhundem

a) Die Schichten von Olpe-Bilstein

Es verstand sich von selbst, daß nun, nachdem die Remscheider Schichten schon so weit nach Osten nachgewiesen waren, auch versucht werden mußte, die Beziehungen der Remscheider Fauna zu der von Bilstein vollkommen zu klären. Von dem letzteren Fundort habe ich schon im Jahre 1904 (27) eine Faunenliste veröffentlicht, die hier fast unverändert wiederholt werden kann. Aus der Umgebung von Olpe sind es mehrere Fundorte, die eine kleine Fauna geliefert haben, der eine am Ostrande des Dorfes, mehrere andere an der schon von Beushausen erwähnten alten Straße nach Drolshagen. In allen Brüchen treten hier die versteinerungsführenden Schichten im unmittelbaren Liegenden des Keratophyrtuffes auf, sie sind zum Teil sogar in die liegendste Tuffschicht eingebettet. In dem ganzen Gebiet fanden sich bis jetzt folgende Arten:

Homalonotus gigas A. Roemer
Beyrichia montana Spriestersbach
» *embryoniformis* Spriestersbach
Cyrtoceras sp.
Tentaculites ornatus Sowerby
Myalina bilsteinensis F. Roemer
Pteronites idarensis Kayser (teste K.)
Pterinea gracilis Spriestersbach
» *ventricosa* Goldfuss
Dechenia gigantea Spriestersbach
» *siegenensis* Kayser
Modiomorpha bilsteinensis Beushausen
» cf. *praecedens* Beushausen
» *modiola* Beushausen
Nuculä aff. *confluentina* Beushausen
Nuculana securiformis Goldfuss
Ctenodontä Eschbachianä Spriestersbach
Cucullella truncata Steininger
Myophoria Roemeri Baushausen
Prosocoelus priscus A. Roemer
Carydium Denckmanni n. sp.
Goniophora Schwerdi Beushausen
Sphenotus Kayseri Spriestersbach
Lingula longiuscula A. Fuchs
Chonetes plebeja Schnur
» *plana* A. Fuchs
Rhynchonella daleidensis F. Roemer
Spirifer bilsteinensis Scupin
» *arduennensis* Schnur
Bellerophon tumidus Sandberger
Spirophyton minusculum Spriestersbach

Ein Vergleich mit der Liste von Marienheide ergibt die große Übereinstimmung mit der dortigen Fauna ohne weiteres. Zwar fehlen hier nun auch die *Montanaria-* und die so bezeichnenden *callidens-*Bänke, alle übrigen Arten aber, die ich oben als Remscheider Haupttypen bezeichnet habe, sind auch hier noch vorhanden und fallen zum Teil auch hier durch ihre Häufigkeit auf. Daß ferner die hier wie dort besonders häufige *Dechenia gigantea* als wichtiges Bindeglied hinzukommt, wurde schon bei der Fauna von Marienheide erwähnt. Andererseits wird es kaum noch überraschen, daß die Mittelrheinformen hier im Verhältnis noch zahlreicher vertreten sind als bei Marienheide. Im großen und ganzen aber bleibt der Remscheider Faunencharakter noch durchaus gewahrt. Wenn ferner noch hinzukommt, daß die petrographische Beschaffenheit der Schichten von Olpe und Bilstein, von den eingelagerten Keratophyrtuffen abgesehen, vollkommen mit derjenigen der Schichten von Remscheid und Marienheide übereinstimmt, dann kann gar kein Zweifel mehr darüber bestehen, daß die Schichten von Olpe-Bilstein ebenfalls Remscheider Schichten, d. h. Oberkoblenzschichten von sauerländischer Facies (im Sinne von A. Fuchs) sind.

b) Die Schichten von Kirchhundem

War somit endlich der Nachweis erbracht, daß die sämtlichen hier besprochenen Gebiete einen ca. 75 km langen petrographisch und faunistisch einheitlichen Zug von Remscheider Schichten bilden, deren Oberkoblenzcharakter nicht mehr bezweifelt werden konnte, so fehlte nun noch das letzte Glied in der Kette, der Anschluß an die seit längeren Jahren aus dem oberen Edergebiet (Wingeshausen) und dem Lahn-Dillgebiet bekannten Oberkoblenzschichten mit mittelrheinischem Faciescharakter.

Aus dem Gebiet zwischen Bilstein und Wingeshausen, das in der Hauptsache von den Sphärosideritschiefern Denckmanns erfüllt ist, hatte Koehne (20) im Jahre 1907 eine Faunenliste veröffentlicht, die sich im wesentlichen auf die Wiedergabe der Brachiopoden beschränkte. Schon diese kurze Liste ließ erkennen, daß die Fauna unverkennbaren Oberkoblenzcharakter mit stark mittelrheinischem Einschlag aufwies.

Herr Dr. A. Fuchs konnte dann außerdem bei der Durchsicht des Materials in Berlin feststellen, daß sich bei den darin enthaltenen Lamellibranchiern eine Anzahl Remscheider Arten befand. Es handelte sich also hier anscheinend um eine Mischfauna, die sehr wahrscheinlich das Übergangsglied der beiden Faciesformen Remscheid und Mittelrhein darstellte. Die Bearbeitung des Materials war deshalb dringend wünschenswert; bildete dabei doch ein ungemein interessantes Problem den Hintergrund: Die Einwanderung der rheinischen Tiergemeinschaft in unser sauerländisch-bergisches Gebiet schrittweise verfolgen und so einen tierbiologischen Prozeß miterleben zu können, der sich vor Hunderten von Millionen Jahren in unserem westdeutschen Oberkoblenzmeer abgespielt hat.

Auf meine Bitte wurde mir die Bearbeitung des Materials von der Direktion der Preußischen Geologischen Landesanstalt bereitwilligst gestattet. Das Ergebnis derselben bildet neben der im anschließenden Teil veröffentlichten Beschreibung von neuen oder bis dahin ungenau bekannten Arten die nachstehende Faunenliste:

Asteropyge rotundifrons Emmerich
» *Kochi* Kayser
Acaste Henni R. Richter
Beyrichia devonica Jones
» *montana* Spr. n. var. *confluens*
? Kloedenia incompta Dahmer
Entomis patella n. sp.
Cyrtoceras sp.
Pterinea gracilis Spriestersbach
Leiopteria crenato-lamellosa Sandberger
Modiola parvula n. sp.
Modiomorpha anulifera Spriestersbach
Nucula trigona n. sp.
» *grandaeva* Goldfuss
» *fornicata* Goldfuss?
» *Lieseri* Spriestersbach
» *hercynica* Beushausen
» *tumida* A. Roemer
Nuculana securiformis Goldfuss
» *lanceolata* Spriestersbach
Ctenodonta daleidensis Beushausen
» *Maureri* var. *dunensis* Beush.
» *lamellosa* Beushausen
» *Eschbachiana* Spriestersbach
» *Spriesterbachi* Dahmer
» *demigrans* Beushausen
» *obsoleta* Goldfuss
Cucullella elliptica Maurer
» *truncata* Steininger
Cypricardella rhomboidalis A. Fuchs
Myophoria Roemeri Beushausen
» *minor* Beushausen
» *minima* A. Fuchs
» *peregrina* Beushausen
Paracyclas rugosa Goldfuss
» *marginata* Maurer
Prosocoelus priscus A. Roemer
Carydium gregarium Beush. n. var.?
Carydium inflatum Diensr
Goniophora westfalica Spriestb. n. var. *fissa*
Leptodomus Barroisi Beushausen
Elymella elliptica n. sp.
Phthonia soleniformis n. sp.
» *robustella* n. sp.
Protheyris angulata n. sp.
Craniella cassis Zeiler u. Wirtgen
Orthis hysterita Gmelin
» *striatula* Schlotheim
» *tectiformis* K. Walther
« *tetragona* de Verneuil
Leptagonia rhomboidalis Wahlenberg
Stropheodonta piligera Sandberger
» (*Douvillinella*) *filifera* W. E. Schmidt
Orthothetes umbraculum Schlotheim
Chonetes dilatata F. Roemer
» *sarcinulata* Schlotheim
» *plebeja* Schnur
Rhynchonella hexatoma Schnur
» *imitatrix* A. Fuchs
Atrypa reticularis Lamarck
Spirifer subcuspidatus Schnur
» *robustifulcitus* n. sp.
» *brevifulcitus* n. sp.
» *latëincisus* Scupin n. var. *latefulcita*
» *alatiformis* Drevermann
» *cultrijugatus* F. Roemer var. *auriculata* Sdbg.
» *curvatus* Schlotheim
» *arduennensis* Schnur
Cyrtina heteroclyta Defrance
Dielasma macrorhyncha Schnur
Pleurotomaria tricincta A. Roemer
» *findespinosa* Dahmer
Straparollus millecostatus n. sp.
Eunema venusta n. sp.

Turbonitella cf. *piligera* Sdbg. [Sdbg.
Bellerophon (*Salpingostoma*) *macrostomoides*
» (») *subtilistriatus* n. sp.
Bellerophon (*Bucaniella*) *dorsocavus* n. sp.
Tentaculites ornatus Sowerby

Bei dem mir von der Preuß. Geol. Landesanstalt zur Verfügung gestellten Material befindet sich auch eine größere Anzahl Stücke, die aus weiter östlich gelegenen Gebieten stammen. Das Muttergestein ist teils als »Begleitgesteine des Lenneporphyrs«, teils als »Kieselgallenschiefer« ohne genauere Horizontangabe bezeichnet. Nachträglich sind mir aber, besonders nach dem Erscheinen der Arbeit Dahmers »Über die Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde« (7), Zweifel aufgestiegen, ob das Material nicht zum Teil schon aus der hangenden *Cultrijugatus*-Zone stammt. Die betreffenden Arten wurden deshalb nachträglich aus der Hauptliste ausgeschieden und hier unten besonders aufgeführt. Bei der Beschreibung und Abbildung konnte das ohne große Schwierigkeiten nicht mehr geschehen, sie sind aber dort nur mit Vorbehalt als Oberkoblenzarten der nördlichen Facies zu bewerten, obgleich sie zum Teil am Mittelrhein in echten Oberkoblenzschichten vorkommen. Es sind dies folgende Arten, von denen die mit einem * versehenen auch besprochen und abgebildet sind.

* *Cyphaspis* n. sp. ? aff. *hydrocephala* A. Roemer
* *Aricula laevicostata* Follmann
Cyrtodonta declivis Beushausen
* *Nucula macrorhyncha* n. sp.
* *Megagrypha Dahmeri* n. gen. n. sp.
Orthis subcordiformis Kayser
Stropheodonta explanata Sandberger
Rhynchonella (*Uncinulus*) *pila* Schnur
» (») *Orbignyana* de Verneuil
* *Rhynchonella* (*Bathyrhyncha* ?) *Amanshauseri* Dahmer
* » *Adolphi* var. *mimica* Barr.
» *princeps* var. *mediorhenana* A. Fuchs
Spirifer aculeatus Schnur
Anoplotheca venusta Schnur
Megalanteris Archiaci Suess
* *Terebratula* aff. *cimex* R. u. E. Richter
* *Acmaea* ? *parvula* n. sp.

Verfolgen wir bei der Beurteilung der vorstehenden Liste noch einmal den Weg von Westen nach Osten und richten dabei unser Hauptaugenmerk wieder auf die Remscheider Fauna. Dann genügt hier schon ein kurzer Überblick, um festzustellen, daß die Remscheider Arten noch weiter zurückgegangen sind, soweit sogar, daß es schon einiger Aufmerksamkeit bedarf, um aus den mittelrheinischen Arten den Remscheider Einschlag überhaupt noch herauszufinden. Die Remscheider Haupttypen sind bis auf *Pterinea gracilis, Ctenodonta obsoleta* und *Prosocoelus priscus* zurückgegangen, und auch von den übrigen, weniger häufigen Arten ist kaum noch ein halbes Dutzend vorhanden. Im allgemeinen stehen sich also die Fauna von Remscheid und die der Sphärosideritschiefer doch recht fremdartig gegenüber und würden auch nicht ohne weiteres als gleichaltrig angesprochen werden können, wenn sich nicht die Faunen von Marienheide und Bilstein dazwischenschöben. Diese bilden gewissermaßen die Brücke, die die Verbindung nach Westen und Osten herstellt, einen Teil der Remscheider Arten nach Osten hinüberwechseln läßt und umgekehrt einem noch geringeren Teil mittelrheinischer Arten den Weg nach Westen öffnet. Das Übergangsgebiet für die sauerländische und

mittelrheinische Facies liegt also doch nicht, wie wir anfänglich vermutet hatten, in den Sphärosideritschiefern, sondern weiter westlich in der Gegend von Marienheide bis Olpe-Bilstein.

Gehen wir nun noch, um nichts zur weiteren Klärung der Faunenverhältnisse unversucht zu lassen, den Weg von Osten nach Westen und untersuchen dabei das Verhalten der mittelrheinischen Arten. Für das östlich anschließende Oberkoblenzgebiet von Wingeshausen verweise ich auf die Arbeiten von Dahmer (7), der dort die mittelrheinische Oberkoblenzfauna fast lückenlos nachweisen konnte. Daß in den Sphärosideritschiefern die mittelrheinischen Arten ebenfalls noch völlig überwiegen, ist eben schon betont worden. Zwar fehlen schon einige der bezeichnendsten Vertreter, wie *Pterinea fasciculata* Gdf. und *Spirifer paradoxus* Schloth., im übrigen sind aber noch fast alle die Typen vorhanden, die dem Sammler aus der Umgegend von Koblenz geläufig sind. Schon von Bilstein ab ändert sich aber dann das Bild sehr rasch, bis dann westlich von Marienheide sämtliche mittelrheinischen Oberkoblenzvertreter zum Erlöschen kommen, abgesehen natürlich von jenen, könnte man sagen, zeitlosen Arten, die jede Horizontbeständigkeit vermissen lassen. Mag man also das ganze Faunengebiet von Westen oder von Osten her durchschreiten, stets entspricht dem Anschwellen der einen Facies das schrittweise Abflauen der anderen.

Was ist die Ursache dieser merkwürdigen Erscheinung? Daß in gleichaltrigen, örtlich weit voneinander entfernten Schichtenfolgen Faunen von verschiedenem Gepräge auftreten, ist eine bekannte und nicht allzuseltene Tatsache. Man braucht sich dabei z. B. nur des ganz verschiedenen Faunencharakters der untermitteldevonischen Schichten der Eifel, des Sauerlandes und des Hessischen Hinterlandes zu erinnern, bei denen der Eifeler Kalkfacies die Grauwackenschieferfacies des Sauerlandes entspricht, die dann nach Osten allmählich in die Wissenbacher Tonschieferfacies, also eine ausgesprochene Tiefseebildung, übergeht. Daß sich bei so veränderten Sedimentations- und damit Lebensbedingungen auch die Fauna aus anderen Elementen zusammensetzen wird, ist klar. Nun könnte man bei dem oben geschilderten Faunenwechsel unserer bergischen und sauerländischen Oberkoblenzschichten versucht sein, diesen ebenfalls auf einen Gesteinswechsel und zwar den Übergang unserer Grauwackenschiefer in die Sphärosideritschiefer zurückzuführen. Dem steht aber erstens die Tatsache entgegen, daß der Übergang beider Faunen sich in dem Gebiet Marienheide-Bilstein vollzieht, also in Schichten mit petrographisch vollkommen übereinstimmendem Gepräge, und daß zweitens in dem östlich an die Sphärosideritschiefer anschließenden Gebiet von Wingeshausen ebenfalls wieder Grauwackenschiefer, aber diesmal mit mittelrheinischer Fauna, auftreten. Die Sphärosideritschiefer haben also nur örtliche Bedeutung und können keinesfalls zur Erklärung des Faunenwechsels herangezogen werden. Tatsächlich liegen in unseren sauerländischen Oberkoblenzschichten die Verhältnisse so, daß in zwei örtlich nicht allzuweit voneinan-

ander entfernten Gebieten mit gleichen Sedimenten und damit gleichen Lebensbedingungen zwei Tiergemeinschaften auftreten, die zwar beide neritischen Charakter besitzen, hinsichtlich der vorkommenden Arten aber gänzlich voneinander abweichen. Ein Facieswechsel kann also hier nicht zur Erklärung herangezogen werden, hier müssen vielmehr andere Ursachen zugrunde liegen, die, um es kurz vorweg zu bemerken, paläogeographischer Natur waren, und die, wie wir weiter unten sehen werden, zeitlich von weit größerem Ausmaße waren, als es auf den ersten Blick den Anschein hat. Daß sie sich auch örtlich, horizontal, in weit größerer Entfernung auswirkten, beweisen die schönen Arbeiten von DAHMER (5, 6) über die Fauna des Harzer Kahlebergsandsteins. Seine eingehenden Untersuchungen ergaben nämlich die überraschende Tatsache, daß sich unsere eigenartige Remscheider Fauna, die schon in der Lennegegend, also in kaum 75 km Entfernung, ihren Charakter vollständig geändert hat, in den Oberkoblenzschichten des Harzes, also in einer Entfernung von rund 250 km, zu einem sehr großen Teil wiederfindet. Dabei liegen die Verhältnisse dort ähnlich wie in unseren Sphärosideritschiefern, d. h. die Remscheider Fauna ist schon vollkommen von mittelrheinischen Arten und natürlich auch von Harzer Lokalformen durchsetzt. Bemerkenswert ist dabei die Tatsache, daß ein Teil der Remscheider Arten, besonders *Montanaria lata* und *ovata*, im Harz nur in den Schalker Schichten, also der tiefsten, dem rheinischen Koblenzquarzit entsprechenden Stufe vorkommt, während *Montanaria ovata* in der Gegend von Remscheid in allen Höhenlagen auftritt und *M. lata* sich bis jetzt sogar nur in den hangendsten Schichten gefunden hat.

Nach alledem kann es keinem Zweifel unterliegen, daß die Verschiedenheit beider Faunen auf die damaligen geographischen Verhältnisse unseres Gebietes zurückgeführt werden muß, und es besteht — stratigraphisch-biologisch genommen — meines Erachtens noch heute das zu Recht, was wir im Jahre 1909 bei der monographischen Bearbeitung der Remscheider Fauna (28) als Erklärung angenommen haben: »Die Remscheider Fauna muß sich in einem für längere Zeit räumlich von dem mittelrheinischen Devonmeere getrennten Meeresteil entwickelt haben«. Die Entfernung zwischen Koblenz und Remscheid beträgt rund 100 km, die zwischen Koblenz und dem Harz etwa 360 km. Ohne die angenommene Trennungsschranke wäre es also nicht einzusehen, warum fast sämtliche mittelrheinischen Arten bis zum hercynischen Meere vordringen konnten, während sie unser viel näher gelegenes bergisch-sauerländisches Nordwestmeer nicht erreichten. Erst gegen Ende der Oberkoblenzzeit muß dann in der Gegend des heutigen östlichen Sauerlandes eine Verbindung zwischen beiden Meeresteilen eingetreten sein, die es unserer Remscheider Fauna erlaubte, nach Südosten bis in die heutige Lennegegend vorzudringen, während umgekehrt die mittelrheinische nach Norden vorstieß und kurz vor dem Ende der Oberkoblenzzeit bis in die Gegend von Marienheide gelangte.

Versuchen wir nun noch, die vorstehenden, hauptsächlich auf

Grund der paläontologischen Verhältnisse unserer bergisch-sauerländischen und mittelrheinischen Oberkoblenzschichten gewonnenen Ergebnisse auch von der stratigraphisch-tektonischen Seite aus weiter zu klären und zu stützen. Die ganze Frage hängt aufs engste mit den Faciesverhältnissen des Altunterdevonmeeres zusammen, auf die daher hier etwas näher eingegangen werden muß.

Die ältesten Schichten unseres Gebietes, soweit sie durch die Auffaltung und spätere Wiederabtragung an die heutige Erdoberfläche gelangten, sind die Verseschichten A. Fuchs (13). Sie bilden eine mehrere hundert Meter mächtige Schichtenfolge, die petrographisch in zwei recht scharf getrennte Horizonte zerfällt. Der untere Teil besteht aus dunkelblauschwarzen bis graublauen, ziemlich ebenflächig spaltenden, bei der Verwitterung splitterig zerfallenden Schiefern, den Herscheider Schiefern. Den oberen Teil bilden in der Gegend von Remscheid und weiter westlich bis zur Rheinebene hin wechsellagernde »blaugraue Schiefer, fein- bis grobkörnige Grauwackensandsteine, konglomeratische Sandsteine und grobkörnige Konglomerate«, also eine ausgesprochene Küstenfacies. Im Ebbegebiet besteht diese obere Abteilung aus einer Zone »vorwaltend rauher, graublauer, muschelig-bröcklig brechender Schiefer mit vereinzelten, mehr oder weniger mächtigen Bankfolgen grobkörniger Grauwackensandsteine«, die nach oben in eine Zone mit überwiegenden Grauwackensandsteinen übergehen. Konglomerate fehlen hier. Die in den Verseschichten enthaltene Fauna hat ihr Hauptlager in den Herscheider Schiefern, geht aber auch noch in den unteren Teil der rauheren Zone hinauf. Sie ist nach A. Fuchs (14) »auf Grund der weitgehenden paläontologischen Übereinstimmung als eine Vertreterin der Faunen von Mondrepuits, Liévin und Weismes anzusehen und damit an die Basis des Devons oder auch ins oberste Obersilur zu stellen. Sie besitzt enge Beziehungen nur zur unteren Gedinnefauna und steht wie diese den obersilurischen Faunen näher als den unterdevonischen«.

Über den Verseschichten folgt sowohl im Bergischen als im Ebbegebiet ein Zug von mehr tonigen als sandigen roten und grünen oder grünrot gefleckten Schiefern, die A. Fuchs als Bunte Ebbeschichten ausgeschieden hat. Nur hin und wieder schieben sich zwischen diese bunten Schiefer dünne Bankfolgen grobkörniger, bisweilen schwach konglomeratischer Grauwackensandsteine, ein Zeichen, daß auch während der Ablagerung der ersteren die Küste nicht sehr weit entfernt gewesen sein kann und mehrfach, wenn auch nur für kürzere Zeit, bis in den Bereich derselben vordrang. Westlich von Remscheid folgt über den Bunten Ebbeschichten ein nicht sehr mächtiges Grenzkonglomerat, mit dem die Küstenfacies endgültig aus unserem Gebiet verschwindet; diese wird von jetzt an für die ganze Devonzeit von Ablagerungen des tieferen Meeres überschüttet. In der Ebbe entspricht dem genannten Grenzkonglomerat eine verhältnismäßig mächtige Zone von wechsellagernden »graublauen bis grünlichgrauen Schiefern und sehr festen mittel- bis grobkörnigen Grauwackensandsteinen, denen

sich weithin verfolgbare Züge grober Konglomerate und konglomeratischer Sandsteine beigesellen«. Es sind dies die Rimmertschichten A. DENCKMANNs. Die ganze Folge, Bunte Ebbeschichten und Rimmertschichten, ist versteinerungsleer.

Als nächste uns hier noch interessierende Stufe folgen dann im Bergischen Land im Hangenden des Grenzkonglomerates unmittelbar die Remscheider Schichten, in denen auch sofort die oben besprochene Fauna erscheint. Im Ebbegebiet und weiter nach Osten liegt über den Rimmertschichten zuerst die Hauptkeratophyrdecke, dann folgt als liegendste Partie der Remscheider Schichten der schmale Zug der Wiebelsaatschichten und darüber die Remscheider Schichten im engeren Sinne.

Vergleichen wir diese bergisch-sauerländische Entwicklung der Unterdevonschichten mit derjenigen des Siegener und mittelrheinischen Faciesgebietes — siehe die nachstehende Schichtentabelle S. 390/91 — dann ergibt sich folgende überaus wichtige Tatsache: Zwischen der ältesten devonischen Stufe, den Verseschichten, einerseits und den fast am Ende des Unterdevons auftretenden Remscheider (Oberkoblenz) Schichten andererseits liegt im Remscheid-Altenaer Sattel, von dem den Rimmertschichten entsprechenden Grenzkonglomerat abgesehen nur eine einzige Stufe, die Bunten Ebbeschichten, deren Mächtigkeit 500 m nicht übersteigt. Ihr entsprechen im südlichen Faciesgebiet: Bunte Taunusphyllite, Taunusquarzit bezw. Siegener Schichten, Hunsrückschiefer und Unterkoblenzschichten. E. KAYSER schätzt in seinem Lehrbuch der Geologie das gesamte Unterdevon auf 8000 m. Zieht man davon 2000 m für die Oberkoblenzschichten ab, was eher zu hoch als zu niedrig gegriffen sein dürfte, dann bleiben für den restlichen Teil mindestens 6000 m Mächtigkeit. Also: **Die 500 m mächtigen Bunten Ebbeschichten würden ohne Sedimentationslücke in unserem nördlichen Faciesgebiet Ablagerungen von mindestens 6000 m Mächtigkeit des südlichen Gebietes vertreten.**

Noch schärfer beleuchtet werden die Faciesverhältnisse beider Gebiete, wenn wir die gleichaltrigen Schichtenfolgen in bezug auf ihre petrographische und faunistische Ausbildung miteinander vergleichen. Auf der einen Seite die äußerst eintönigen und gleichförmigen graublauen Ablagerungen von Tonschiefern, Grauwackenschiefern und Grauwackensandsteinen nebst Quarziten des Mittelrheingebietes mit einer sich ebenso ruhig und ununterbrochen fortentwickelnden Fauna, auf der anderen Seite der unruhige, sprunghafte Aufbau des nördlichen Gebietes, bei dem die verhältnismäßig wenigen graublauen Schiefer und Grauwacken immer wieder von Buntschiefern der Old red-Facies, grobkörnigen und arkosigen Sandsteinen und ansehnlichen Folgen von Konglomeraten verdrängt werden. So eigenartig wie die Schichten selbst aber ist auch die in ihnen enthaltene Fauna. In der tiefsten Stufe, den Verseschichten, eine Mischfauna aus Silur- und

Übersicht über die facielle Entwicklung des westdeutschen

Nördliches Faciesgebiet	
Bergisches Land	Sauerland
Remscheider Schichten Blaugraue, zum Teil rauher werdende Schiefer mit Remscheider Fauna	a) Remscheider Schichten i. e. S.*) **Keratophyrtuffdecke** Darunter im Westen blaugraue Schiefer mit vereinzelten **Rotschieferbänken** und **Tuffeinlagerungen.** Mit Remscheider Fauna, der sich in den oberen Lagen mittelrheinische Arten beigesellen Im Osten lokal entwickelte **Sphärosideritschiefer,** noch mit Remscheider Arten, aber überwiegend mittelrheinischer Fauna Weiter nach Osten normales Oberkoblenz mit mittelrheinischer Fauna b) Wiebelsaatschichten Blaugraue sandige Schiefer mit Einlagerungen von **arkosig-konglomeratischen** Sandsteinen. Im oberen Teil eine breite **Rotschieferzone** **Hauptkeratophyrdecke**
Blaugraues **Grenzkonglomerat** u. östlich von Remscheid ein schmaler Zug Rimmertschichten mit einem sehr grobstückigen Basalkonglom.	Rimmertschichten Graublaue Schiefer, Grauwacken und **Konglomerate, Tuffeinlagerungen.** Im oberen Teil eine **Rotschieferzone**
Sedimentationslücke (Festlandsperiode?)	
Bunte Ebbeschichten **Rote und grüne Schiefer** mit Einlagerungen von grobkörnigen Sandsteinen und **Konglomeraten**	Bunte Ebbeschichten **Rote und grüne Schiefer** mit untergeordneten Grauwackensandsteinen, selten konglomeratischen Bänken
Verseschichten a) Verseschichten i. e. S. Rauhe, blaugraue Schiefer, **Rotschieferbänke,** Grauwacken und **Konglomerate.** Im unteren Teil Gedinnefauna b) Herscheider Schiefer Blaugraue, meist ebenspaltende Schiefer mit Gedinnefauna	Verseschichten a) Verseschichten i. e. S. Blaugraue Schiefer mit Grauwackensandsteinen und einzelnen Rotschieferbänken. Im unteren Teil Gedinnefauna b) Herscheider Schiefer Blaugraue, meist ebenspaltende Schiefer, oben mit Gedinnefauna

*) Bedeutet: im engeren Sinne.

Unterdevons (ausschl. *Cultrijugatus*-Zone)

Südliches Faciesgebiet	
Siegener Gebiet	Mittelrheingebiet
Oberkoblenzschichten Blaugraue Schiefer und Grauwackensandsteine mit mittelrheinischer Oberkoblenzfauna	Oberkoblenzschichten Blaugraue Schiefer und Grauwackensandsteine mit Oberkoblenzfauna
Koblenzquarzit Vorwiegend quarzitische Grauwackensandsteine und blaugraue Schiefer mit Oberkoblenzfauna	Koblenzquarzit Vorwiegend quarzitische Grauwackensandsteine und blaugraue Schiefer mit Oberkoblenzfauna
Unterkoblenzschichten Graublaue Schiefer und Grauwackensandsteine mit Unterkoblenzfauna	a) Unterkoblenzschichten i. e. S. Blaugraue Schiefer und Grauwakkensandsteine mit Unterkoblenzfauna b) Hunsrückschiefer Blaugraue, ebenspaltende Tonschiefer mit Einlagerungen von dünnplattigen Grauwackensandsteinen. Vorwiegend Tiefseefauna mit Unterkoblenzarten gemischt
Siegener Schichten Graublaue Schiefer und Grauwakkensandsteine mit Siegener Fauna	Taunusquarzit Vorwiegend quarzitische Sandsteine mit Siegener Fauna
Bunte Gedinneschiefer **Rote und grüne Schiefer** und Wildberger Grauwacke	Bunte Taunusphyllite **Rote und grüne,** sehr dünnspaltige **Schiefer** und graugrüne Quarzite
Graublaue Schiefer von Silberg-Litfeld	Schichten vom Kellerskopf und Goldsteintal im Taunus Graublaue Schiefer mit zum Teil quarzitischen Grauwackensandsteinen und **Konglomeraten.** Mit Gedinnefauna

Gédinnienelementen, die ebenso rasch wieder verschwindet, wie sie erscheint, und dann die nach langem Zeitabstand ebenso sprunghaft auftretende, in nichts mit jener verwandte Remscheider Fauna der Oberkoblenzzeit.

Fassen wir nun zum Schluß die bis jetzt gewonnenen Ergebnisse zusammen, um auf diese Weise zu einem Gesamtbild der faciellen Entwicklung des westdeutschen Unterdevons im allgemeinen und unseres nördlichen Faciesgebietes im besonderen zu gelangen und dadurch endlich zum Ausgangs- und Hauptpunkt unserer ganzen Darstellung zurückzukehren, zur Erklärung des plötzlichen Auftretens und der Eigenart der Remscheider Fauna.

Wie die beigefügte stratigraphische Übersicht zeigt, hinterließ die scheidende Silurzeit in Nordwesteuropa ein weiträumiges Meer, dessen Boden sich in jahrtausendelanger Senkung mehr und mehr vertiefte. Dieses nahm die von dem caledonischen Nordkontinent entsandten gewaltigen Schuttmassen auf, aus denen die Verseschichten, bezw. ihre Äquivalente des Bergischen Landes, des Ebbegebirges, des Taunus und der Ardennen entstanden sind. Sie enthalten eine trotz ihrer weiten Verbreitung sehr gleichartige Fauna, die zwar noch eine recht ansehnliche Zahl von silurischen Arten aufweist und dadurch ihre Abstammung von der vergangenen Silurfauna deutlich erkennen läßt, im übrigen aber eine durchaus selbständige Stellung gegenüber jener einnimmt. Sie ist durch die Arbeiten von Ch. Barrois (16), A. Fuchs (14) u. a. in den letzten Jahren von Liévin bei Lens, Mondrepuits, Weismes, Unterrüden im unteren Wuppertal, aus der Gegend von Herscheid im Ebbegebirge, dem unteren Aggertal und vom Goldsteintal bei Wiesbaden bekannt geworden.

Die Zeit ruhiger Sedimentation, die sich in dem ganzen Habitus der älteren Verseschichten ausprägt, hält im Bergischen Land und Sauerland jedoch nur bis in die mittlere Versezeit an. Von da an werden die Gesteine rauher, sandiger; grobkörnige Grauwacken und ansehnliche, weithin verfolgbare Konglomeratzüge treten auf, ein Zeichen, daß sich die Küste des Nordkontinents allmählich weiter bis in unsere Gegend vorgeschoben hat und nun ihre groben Schottermassen über unser Flachmeergebiet ausbreitet. Daß derart veränderte Lebensbedingungen der Meeresfauna nicht zusagten und sie zur Auswanderung zwangen, kann nicht überraschen. Die ganze obere Partie der Verseschichten ist infolgedessen versteinerungsleer oder doch sehr versteinerungsarm.

Schon während der Ablagerung des höheren Teils der Verseschichten schoben sich mehrfach vereinzelte Rotschieferbänke ein, die Vorboten einer ganz neuen Facies, des Old red, das nach diesem anfänglichen sprunghaften Einsetzen bald das ganze Westdevonmeer mit seinen roten und grünen Sedimenten beherrschte. Bunte Schiefer, Grauwacken und Konglomerate des Old red sind in Westdeutschland seit langem aus der Gegend von Aachen bekannt und vertreten dort nach Holzapfel in mächtiger Folge das gesamte Unterdevon und einen Teil des unteren Mitteldevons. Die ganze Ausbildung der Bunten Ebbeschichten des Bergischen Landes deutet also darauf hin,

daß dieses in der Gedinnezeit in unmittelbarem Zusammenhange mit dem Aachener Gebiet gestanden hat, also noch zum Oldredgebiet selbst gehörte. Hier wurden die vermutlich durch lateritische Bildungen bunt gefärbten Tone, Sande und Kiese wahrscheinlich in Lagunen, Brackwasserbecken und küstennahem Flachmeer abgeladen, während das feinere Material weit nach Süden verfrachtet wurde und dort später zu den heutigen bunten Gedinneschiefern und Phylliten verhärtete.

Bis dahin war somit die facielle Entwicklung des westdeutschen Unterdevons fast gleich. Nach dem Ablauf der Gedinnezeit aber tritt die große Trennung in zwei faciell ganz verschieden geartete Sedimentationsgebiete ein. Sieht man die Bunten Ebbeschichten, wie das im Vorstehenden geschehen ist, als Äquivalente der bunten Schiefer von Oignies und der Bunten Taunusphyllite an, und dem steht meines Erachtens nichts im Wege, dann fehlen in unserem nördlichen Gebiet Ablagerungen der Siegener und der Unterkoblenzzeit ganz. Selbst wenn man aber annimmt, daß die Bunten Ebbeschichten noch einen Teil der genannten südlichen Schichtenfolge mitvertreten, wird man sich doch kaum die Möglichkeit vorstellen können, daß ihre 500 m mächtigen, zum Teil sehr groben Sedimente jene ungefähr 6000 m mächtigen größtenteils feinkörnigen Ablagerungen des südlichen Meeres ganz vertreten sollten. Man wird also fast gezwungen, für unser nördliches Gebiet eine längere Verlandungszeit anzunehmen, was ja auch nach der heutigen Auffassung über die Entstehung eines Teiles der Oldredbildungen sehr nahe liegt.

Demnach wird man sich die geologischen Verhältnisse der Siegener und Unterkoblenzzeit so vorstellen dürfen, daß unser nördliches Gebiet langsam aus dem Meere herausgehoben und für längere Zeit trocken gelegt wurde, während südlich davon ein ausgedehntes Becken epirogenetischer Senkung lag, in dem in ungeheuer langem Zeitraume die Siegener und Unterkoblenzschichten in ruhiger Folge abgelagert wurden. Im Nordosten aber, durch unser bergisch-sauerländisches Landgebiet von jenem getrennt, muß ein anderes Altunterdevonmeer (vielleicht als Nordprovinz des Hercynmeeres) gelegen haben, dessen Schichten zwar heute nirgends zutage treten, in dem sich aber unsere Remscheider Oberkoblenzfauna allmählich aus silurischen und altunterdevonischen Formen entwickelt haben muß.

Über die weitere Gestaltung der Oberflächenverhältnisse unseres Nordgebietes gibt uns das Auftreten der Rimmertschichten und der vulkanischen Keratophyr- und Aschendecken einen Fingerzeig. Faßt man die Rimmertschichten im Verein mit dem westlichen Grenzkonglomerat als Transgressionsbildungen auf, die in der Zeit des Koblenzquarzits das allmähliche Untertauchen unseres Nordgebietes einleiteten, dann würde diese Senkung im Sauerland begonnen und erst am Schluß auch auf das Bergische Land übergegriffen haben. Sobald dann unser Oberkoblenzmeer zu einem Flachmeer mit ruhigeren Wasser- und Sedimentationsverhältnissen vertieft war, wanderte unsere Remscheider Fauna von Nordosten her ein, während sie schon vorher auch das Harzer Gebiet besiedelt hatte.

Weniger übersichtlich sind die Verhältnisse in dem unmittelbar

südlich anschließenden Siegener Gebiet. Dort fehlen heute die Unterkoblenzschichten und der Koblenzquarzit im nördlichen Teil und lassen sich nur noch am Ost- und Südrande desselben nachweisen. Es liegen dort also zwei Möglichkeiten vor. Entweder war das Siegener Gebiet wie dasjenige des Mittelrheins früher ebenfalls von Unterkoblenzschichten und noch jüngeren Schichten bedeckt, und diese sind später infolge stärkerer Heraushebung wieder abgetragen worden, oder der Siegener Block wurde schon bald nach der Ablagerung der Siegener Schichten wieder gehoben und ebenfalls teilweise trocken gelegt. Mag nun diese Bewegung in der einen oder anderen Richtung erfolgt sein, jedenfalls vollzog sie sich an einer vom Rhein bis ins östliche Sauerland hinein aufgerissenen Spalte, auf der eine größere Anzahl von Vulkanen entstand. Diese warfen schon in der Rimmertzeit mehrfach größere Aschenmengen aus, während die großen Lavaausbrüche erst zu Beginn der Oberkoblenzzeit erfolgten und zur Bildung der mehrfach erwähnten weitausgedehnten Hauptkeratophyrdecke Veranlassung gaben. Porphyroide und Tuffschichten finden sich dann noch bis in die *Cultrijugatus*-Schichten hinein, die Vulkane müssen also sehr lange in Tätigkeit gewesen sein und werden vielleicht noch sehr viel länger bestanden haben.

Für die Art und Lage der oben mehrfach erwähnten Trennungsschranke würden sich demnach folgende beiden Möglichkeiten ergeben. Im zweiten angenommenen Fall, also der Heraushebung und Trockenlegung des Siegerlandes nach Ablagerung der Siegener Schichten, bildete dieses selbst die Schranke gegen das Südmeer, die sich weit nach Südwesten und Nordosten erstreckte, während es nach Nordwesten hin über das schon früher herausgehobene Sauerland und Bergische Land hinweg mit dem Oldredgebiet des Nordkontinentes zusammenhing. Zu Anfang der Rimmertzeit begann dann unser bergisch-sauerländisches Gebiet an der großen Bruchlinie allmählich von Osten nach Westen fortschreitend unterzusinken, und es kam zur Bildung unseres nördlichen Oberkoblenzmeeres, das später um den Ostrand des Siegerlandes herum mit dem Südmeer in Verbindung trat. Die an der Nordküste des Siegerlandes auf der Bruchspalte entstandene Vulkanreihe blieb dann noch bis in die *Cultrijugatus*-Zeit hinein in Tätigkeit.

Schwerer zu erklären sind die Verhältnisse im anderen Fall, der auch der vorstehend (S. 390/91) gegebenen Übersicht als der wahrscheinlichere zugrunde gelegt ist; bei diesem verharrte also das Siegener Gebiet auch nach der Ablagerung der Siegener Schichten in langdauernder Senkung und wurde von den Sedimenten der Unter- und Oberkoblenzzeit überschüttet, während unser bergisch-sauerländisches Gebiet schon seit der Gedinnezeit Festland geworden war. Bei der dann zu Beginn der Rimmertzeit einsetzenden Regression des Nordkontinents und der allmählichen Austiefung unseres nördlichen Oberkoblenzmeeres muß entlang der Bruchspalte eine schmale vulkanische Landenge stehen geblieben sein, ähnlich wie z. B. heute die Landenge von Panama, die zum Teil aus den vulkanischen Auswurfmassen aufgebaut war und Nord- und Südmeer voneinander schied.

Verzeichnis der in den drei Hauptverbreitungsgebieten der Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes vorkommenden Arten

Die mit einem + versehenen Arten der ersten Reihe unter Olpe-Bilstein-Kirchhundem, also des östlichen Sauerlandes, sind die Leitarten des mittelrheinischen Faciesgebietes, die mit einem + bezeichneten der dritten Reihe die Leitarten der Remscheider bezw. sauerländischen Facies. Die Kreuze geben also den Ausgangspunkt der Verbreitung an, die danebenstehenden Punkte die Richtung und den zurückgelegten Weg. Die weniger wichtigen Faunenelemente sind nur mit einem Punkt bezeichnet.

Namen der Arten	Olpe-Bilstein-Kirchhundem	Marienheide	Remscheid
1. *Homalonotus gigas* A. Roemer	+		
2. *Asteropyge rotundifrons* Emmerich	+		
3. » *Kochi* Kayser	+		
4. *Acaste Henni* R. Richter	+		
5. *Beyrichia devonica* Jones	+		
6. » *embryoniformis* Spriestersbach	.	.	+
7. » *montana* Spriest.		.	+
8. » » n. var. *confluens*	.		
9. *Strepula Spriestersbachi* Dahmer			.
10. *Kloedenia? incompta* Dahmer	.		
11. *Entomis patella* n. sp.	.		
12. *Orthoceras* sp. sp.	.	.	
13. *Cyrtoceras* sp. sp.	.	.	
14. *Aviculopecten tenuistriatus* Spriestersbach		.	
15. *Pterinea lineata* var. *irregularis* Spriestersbach		.	
16. » *gracilis* Spriestersbach	.	.	+
17. *Leiopteria crenato-lamellosa* Sandberger	+	.	
18. » *montana* n. sp.		.	
19. » *globosa* Spriestersbach			.
20. *Myalina bilsteinensis* F. Roemer	.	.	+
21. » » var. *sulcata* Spriestersbach		.	
22. *Limoptera obscura* Spriestersbach		.	.
23. *Modiola antiqua* Goldfuss	+	.	.
24. » *parvula* n. sp.	.		
25. *Dechenia gigantea* Spriestersbach	+	.	
26. » *Follmanni* Spriestersbach		.	
27. » *westfalica* Spriestersbach		.	.
28. » » ? var. *curta* Spriestersbach		.	
29. » *siegenensis* Kayser	.		
30. *Modiomorpha bilsteinensis* Beushausen	.	.	+
31. » aff. *praecedens* Beushausen			.
32. » *modiola* Beushausen	+	.	
33. » *eximia* Beushausen			.
34. » *anulifera* Spriestersbach	.	.	
35. » cf. *Follmanni* Beushausen			.
36. » *rhomboidalis* Spriestersbach			.
37. » ? *Beushauseni* Spriestersbach			.
38. *Nucula grandaeva* Goldfuss	.		
39. » *fornicata* Goldfuss?	.		
40. » *Lieseri* Spriestersbach	.		+
41. » *Lieseri* Spriestersbach var. *similis*	.	.	.

	Namen der Arten	Olpe-Bilstein-Kirchhunden	Marienheide	Remscheid
42.	*Nucula trigona* n. sp.	·		
43.	» *hercynica* Beushausen	·		
44.	» *tumida* A. Roemer	·		
45.	» *circularis* Spriestersbach			+
46.	*Nuculana securiformis* Goldfuss	+	·	·
47.	» *Mülleri* Beushausen			·
48.	» *Ahrendi* A. Roemer			·
49.	» *Frechi* Beushausen			
50.	» *lanceolata* Spriestersbach	·	·	+
51.	*Ctenodonta Roemeri* Beushausen			·
52.	» *daleidensis* Beushausen	+		
53.	» *Maureri* var. *dunensis* Beushausen	·		
54.	» *lamellosa* Beushausen	+		
55.	» *Eschbachiana* Spriestersbach	·	·	+
56.	» *Spriestersbachi* Dahmer	+	·	
57.	» *demigrans* Beushausen	+		
58.	» *obsoleta* Goldfuss	·	·	+
59.	» *parvidens* Spriestersbach			·
60.	» *aequis* Spriestersbach			·
61.	» *brachyrhyncha* Spriestersbach			·
62.	*Cucullella truncata* Steininger	+		
63.	» *elliptica* Maurer	+		
64.	» *decipiens* Spriestersbach			·
65.	*Cypricardella rhomboidalis* A. Fuchs	·		
66.	» *curta* Beyshausen			·
67.	*Myophoria Roemeri* Beushausen	+	·	
68.	» *Fuchsi* Spriestersbach			+
69.	» *minor* Beushausen	·		
70.	» *minima* A. Fuchs	+	·	·
71.	» *peregrina* Beushausen	·		
72.	» *ledoides* Spriestersbach			·
73.	» *oblonga* Spriestersbach			·
74.	» *macrorhyncha* Spriestersbach			·
75.	» *circularis* Beushausen	+		
76.	» *Montanaria ovata* Spriestersbach		·	+
77.	» *lata* Dahmer		·	
78.	» *elongata* Spriestersbach			·
79.	» *curta* Spriestersbach			·
80.	» *anulifera* Spriestersbach			·
81.	*Paracyclas rugosa* Goldfuss	+	·	·
82.	» *marginata* Maurer	+		
83.	*Prosocoelus priscus* A. Roemer	·	·	+
84.	*Carydium gregarium* Beushausen n. var.?	·		
85.	» *callidens* Spriestersbach		·	+
86.	» *Denckmanni* n. sp.	·		
87.	» *inflatum* Dienst	·		
88.	*Goniophora nassoviensis* Kayser	+	·	
89.	» *westfalica* Spriestersbach		·	
90.	» » n. var. *fissa*	·		
91.	*Megagrypha* n. gen.			
92.	» ? *compacta* n. gen. n. sp.		·	
93.	» (*Onkogrypha*) *Cullmanni* Spriestersbach		·	

	Namen der Arten	Olpe-Bilstein-Kirchhundem	Marienheide	Remscheid
94.	*Sphenotus Kayseri* Spriestersbach	.		
95.	» *elongatus* Spriestersbach	.	.	+
96.	» *spathulus* Spriestersbach			.
97.	» *Beushauseni* Spriestersbach			.
98.	*Grammysia abbreviata* Sdbg. mut. *postera* Spriestersbach		.	
99.	*Leptodomus* cf. *exilis* Drevermann		.	
100.	» *lanceolatus* Spriestersbach			.
101.	» *striatulus* Beushausen		.	.
102.	» *Barroisi* Beushausen	.		
103.	» *arcuatus* Spriestersbach		.	
104.	*Elymella elliptica* Spriestersbach	.		
105.	*Glossites imminutus* Spriestersbach		.	
106.	» *pseudolaevis* Spriestersbach		.	
107.	» *planus* Spriestersbach		.	
108.	*Palaeosolen? parvulus* Spriestersbach		.	
109.	*Orthonota? minima* n. sp.	.		
110.	*Phthonia soleniformis* n. sp.	.		+
111.	» *robustella* n. sp.	.		
112.	*Prothyris angulata* n. sp.	.		
113.	» *plicata* n. sp.		.	
114.	*Conocardium tenuidorsatum* Spriestersbach		.	
115.	*Lingula montana* A. Fuchs			.
116.	» *intermedia* A. Fuchs			.
117.	» *brevis* A. Fuchs			.
118.	» *longiuscula* A. Fuchs	.		
119.	*Discina simplicistria* A. Fuchs		.	+
120.	» *circumcincta* Spriestersbach			.
121.	*Craniella cassis* Zeiler-Wirtgen	+	.	.
122.	*Orthis hysterita* Gmelin	+		
123.	» *striatula* Schlotheim	+		
124.	» *montana* A. Fuchs		.	+
125.	» *tectiformis* K. Walther	.		
126.	» *tetragona* de Verneuil	+		
127.	*Leptagonia rhomboidalis* Wahlenberg	.		
128.	*Stropheodonta piligera* Sandberger	+		
129.	» (*Douvillinella*) *filifer* Schmidt	.		
130.	*Orthothetes umbraculum* Schlotheim	.	.	.
131.	*Chonetes sarcinulata* Schlotheim	.	.	.
132.	» *subquadrata* A. Roemer			.
133.	» *oblonga* A. Fuchs		.	.
134.	» *plana* A. Fuchs	.		
135.	» *dilatata* F. Roemer	+		
136.	» *plebeja* Schnur	.		
137.	*Rhynchonella daleidensis* F. Roemer	.		
138	» *hexatoma* Schnur	.	.	.
139.	» *imitatrix* A. Fuchs	.	.	.
140.	*Atrypa reticularis* Lamarck	.	.	
141.	*Glassia paucicosta* A. Fuchs		.	+
142.	*Spirifer subcuspidatus* Schnur	.	.	.
143.	» *humilis* Scupin	+	.	
144.	» *montanus* n. sp.		.	
145.	» *bilsteiniensis* Scupin	.	.	+

	Namen der Arten	Olpe-Bilstein-Kirchhundem	Marienheide	Remscheid
146.	*Spirifer robustifulcitus* n. sp.	.		
147.	» *brevifulcitus* n. sp.	.		
148.	» *crassifulcitus* Spriestersbach		.	
149.	» *lateïncisus* Scupin n. var. *latefulcita*	.		
150.	» *depressus* A. Fuchs			.
151.	» *incertus* A. Fuchs		.	.
152.	» *alatiformis* Drevermann	+		
153.	» *cultrijugatus* F. Roemer var. *auriculata* Sdbg.	+		
154.	» *curvatus* Schlotheim	+	.	
155.	» *arduennensis* Schnur	+		
156.	*Cyrtina heteroclyta* Defrance	.	.	
157.	*Anoplotheca venusta* Schnur	+		
158.	*Dielasma macrorhyncha* Schnur	+	.	
159.	*Centronella laevicosta* A. Fuchs		.	+
160.	» *imparstria* A. Fuchs		.	
161.	*Eunella bilineata* A. Fuchs			+
162.	*Rensselaeria confluentina* A. Fuchs?			.
163.	*Pleurotomaria Kleini* Beushausen		.	
164.	» *tricincta* A. Roemer	+		
165.	» *gracillima* A. Fuchs			.
166.	» *findespinosa* Dahmer	.		
167.	*Straparollus millecostatus* n. sp.	.		
168.	*Murchisonia acutecarinata* Spriestersbach			.
169.	» *evoluta* Spriestersbach		.	
170.	*Holopella piligera* Sandberger		.	
171.	*Eunema venusta* n. sp.	.		
172.	*Turbonitella* cf. *piligera* Sandberger	.	.	
173.	*Bellerophon* (*Salpingostoma*) *macrostomoides* Sandberger	.		
174.	» (») *subtilistriatus* n. sp.	.		
175.	» (*Bucaniella*) *vicinus* A. Fuchs		.	+
176.	» (») *dorsoplanus* A. Fuchs			.
177.	» (») *tumidus* Sandberger	.		
178.	» (») *dorsocavus* n. sp.	.		
179.	*Pedasiola tripleura* A. Fuchs	.		
180.	*Ctenocrinus* sp.		.	
181.	*Tentaculites ornatus* Sowerby	.	.	.
182.	*Hyolithes onychia* A. Fuchs			.
183.	*Coleoprion* aff. *gracilis* Sandberger			.
184.	*Conularia montana* n. sp.			.
185.	*Spirorbis omphalodes* Goldfuss	.	.	.
186.	*Aulopora serpens* Goldfuss		.	
187.	Bryozoe	.		.
188.	*Spirophyton helix* Spriestersbach		.	.
189.	» *minusculum* Spriestersbach		.	.
190.	Fischplatten und -stacheln		.	.

III. Paläontologischer Teil

Cyphaspis n. sp.? aff. **hydrocephala** A. ROEMER[1])

Taf. 10, Fig. 1a, b

Aus den Kieselgallenschiefern, nach der Beschriftung A. DENCKMANNS »Begleitgesteinen des Keratophyrs«, liegen mir zwei wohlerhaltene Kopfschilder und einige Kopfbruchstücke einer anscheinend neuen *Cyphaspis*-Art vor, die zur Gruppe des *Cyphaspis hydrocephala* gehört. Hier steht sie dem etwas jüngeren *C. monachocephala* SPR. am nächsten, unterscheidet sich aber besonders durch den steileren Abfall der Wangen nach vorn und den Seiten und die mehr isoliert zwischen den hornartig auseinander spreizenden Augenhügeln sitzende *Glabella*. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. R. RICHTER-Frankfurt ist dieser mit einer kritischen Durchsicht der aus dem böhmischen, deutschen und englischen Devon beschriebenen *Cyphaspis*-Arten beschäftigt. Ich stelle daher eine eingehendere Besprechung bis nach deren Erscheinen zurück.

Vorkommen: Kieselgallenschiefer von Züschen, Blatt Hallenberg.

Asteropyge Kochi KAYSER

1909 *Cryphaeus Kochi* R. RICHTER, Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten aus dem Rheinischen Schiefergebirge, Marburg a. d. L. 1909, S. 69 u. 86. Daselbst die übrige Literatur.

» » R. RICHTER, Die Entstehung der abgerollten Daleidener Versteinerungen usw. Dies. Jahrb. f. 1916, Bd. 37, S. 250, Taf. 26, Fig. 1—6.

Von Selbecke, Blatt Kirchhundem, liegt ein sonst wohl erhaltenes Kopfschild vor, bei dem Teile der Augen fehlen. Immerhin läßt sich soviel feststellen, daß ca. 24 senkrechte und höchstens 8 wagerechte Linsenreihen vorhanden waren. Demnach dürfte das Stück zu der von RICHTER a. a. O., S. 86 erwähnten Übergangsform zu *Ast. stellifer* BURM. gehören. Auch die geringere Wölbung des Schildes spricht dafür. Die Augen sind unter den Sehflächen stark unterhöhlt, so daß sie in der Stirnansicht in Form von abgestumpften Hörnern etwas nach außen abspreizen. Dabei fallen die Wangen ziemlich flach nach außen ab. Der Unterschied gegen das bei RICHTER, Taf. 26, Fig. 2b, abgebildete Kopfschild ist also doch recht erheblich. Nun sind bei dem Steinkern der nachstehend besprochenen *Acaste*-Art die Augen in ganz ähnlicher Weise gestellt, bei dem Abdruck aber, also der Außenseite, fehlt die Unterhöhlung, und die Sehfläche setzt sich fast geradlinig in den Steilabfall der Wangen fort. Die Schale muß also unter den Augen stark nach innen verdickt gewesen sein. Vielleicht war das bei dem vorliegenden Stück ebenso der Fall, die Verschiedenheit gegen den Typus würde dann in der Hauptsache nur noch in der geringeren Zahl der Facetten bestehen. Dieselbe Verringerung wurde nach RICHTER auch an Stücken aus den obersten Koblenzschichten von Olkenbach beobachtet. Es scheint sich also dabei nicht um eine zufällige Mißbildung sondern um eine aus irgendwelchen Gründen ein-

[1]) Siehe S. 385.

setzende zielstrebige Entwicklungstendenz zu handeln, die schon in der Oberkoblenzzeit beginnt, in den obersten Koblenzschichten andauert und im unteren Mitteldevon mit dem noch kleinere Augen tragenden *Ast. stellifer* zum Abschluß kommt. Es dürfte sich also schon aus stratigraphischen Gründen empfehlen, die Übergangsform von dem Typus abzutrennen.

Acaste Henni R. Richter

1909 *Acaste Henni* R. Richter, Beiträge usw., S. 95 und Daleidener Versteinerungen, S. 252, Taf. 27, Fig. 1—3.

Koehne erwähnt in seiner vorläufigen Mitteilung (20) eine mehrfach gefundene »anscheinend neue *Cryphaeus*-Art, deren Kopfschilder sich von *Cr. rotundifrons* durch die geringere Größe und nur 4—5 Facetten in der längsten Reihe unterscheiden«. Es hat sich zwar bis jetzt keins der charakteristischen Schwanzschilder gefunden, nach allen Merkmalen des Kopfschildes handelt es sich dabei aber um eine *Acaste* und zwar *A. Henni*, die für die Oberkoblenzschichten bezeichnend ist.

Beyrichia devonica Jones

Taf. 10, Fig. 2—7

1889 *Beyrichia devonica* Jones and Woodward, On some new dev. fossils. Geol. Mag. 1889, S. 386, Taf. 11, Fig. 3—5.

Das mir vorliegende Material der Art ist verhältnismäßig reichhaltig, da manche Sphärosideritknollen ganz von Schälchen derselben bedeckt sind. Diese Knollen sind in unverwittertem Zustand außerordentlich hart und wurden daher durch den Gebirgsdruck kaum verändert. Infolgedessen sind auch die Schälchen ganz unverdrückt und zeigen alle Merkmale mit jeder wünschenswerten Deutlichkeit. Außerdem sind bei dem Material alle Altersstufen vertreten, so daß es möglich ist, das Wachstum und die damit Hand in Hand gehende allmähliche Schalenumänderung genau zu verfolgen.

Die Schälchen sind etwa doppelt so breit als hoch. Der Dorsalrand ist gerade, Vorder- und Hinterrand halbkreisförmig gerundet, der Ventralrand flach konvex und hinten sanft ansteigend, wodurch das Hinterende etwas verschmälert wird. Die Schalenwölbung ist in der Jugend geringer als im Alter, die Wülste sind auf der Außenseite der Schale, also bei den Abdrücken, breiter und mehr gerundet als bei den Steinkernen, umgekehrt sind bei den letzteren die Zwischenräume dementsprechend breiter. Der Randsaum ist nicht scharf abgegrenzt; bei besonders gut erhaltenen Stücken sind auch die kurzen Randborsten am Ventralrand zu beobachten.

Der wichtigste Teil der Oberflächenskulptur ist der Zentralhöcker, der sich bei ganz jungen Tieren fast bis zur doppelten Höhe über die im übrigen noch ganz ungegliederte Schale herausheb:. Er liegt etwas vor der Mitte dicht unter dem Dorsalrand und ist vorn und hinten von den beiden kaum bemerkbaren Rückenfurchen umsäumt. Mit zunehmendem Alter vertiefen sich diese, bezw. die übrige Schale wölbt sich mehr und mehr auf, und der Höhenunterschied zwischen Wülsten

und Höcker verringert sich etwas. Dabei greift die Hinterfurche nach vorn um den Unterrand des Höckers herum, geht aber nach unten nur wenig über die Mitte hinaus. Die mehr gerade Vorderfurche bleibt stets etwas seichter, nähert sich aber nach und nach dem Unterrand und biegt in der Nähe des Randsaumes nach hinten um. Bei ganz alten Stücken strebt dann noch eine früher nur angedeutete flache Senke ungefähr vom letzten Viertel des Unterrandes aus im Bogen nach oben und teilt den bis dahin sehr breiten Hinterwulst noch einmal.

Je nach dem Alter des Tieres hat die Schale also ein recht verschiedenes Aussehen, das auch bei den Originalabbildungen von JONES auffällig in Erscheinung tritt und die Identifizierung zuweilen erheblich erschwert. Typisch bleibt bei allen Stücken der hart vor der Mitte gelegene, kräftig heraustretende Zentralhöcker. Dieser ist bei Schälchen von mittlerem Alter, dem bei Massenvorkommen naturgemäß die meisten Stücke angehören werden, durch eine hufeisenförmig gebogene Rinne von dem Vorder- und Hinterwulst getrennt, die also am Unterrand scheinbar zusammenfließen. Die so erhaltenen Stücke, zu denen auch die hier, Fig. 2, abgebildete, stark vergrößerte rechte Schale gehört, entsprechen durchaus der Abbildung 3 bei JONES. Bei genauer Untersuchung ergibt sich jedoch, daß auch hier schon der Hinterwulst das Bestreben zeigt, mit seinem Unterende nach vorn und oben umzubiegen und sich nach Überschreitung der Rinne mit dem Zentralhöcker zu vereinigen. Diese Neigung wird mit zunehmendem Alter immer stärker, und er nimmt allmählich die Form eines stark gekrümmten Hornes an, dessen verbreiterte Spitze der Zentralhöcker bildet. Dabei bleibt der hintere Teil desselben einschließlich der nach hinten abfallenden Dachfläche in der Regel fast doppelt so breit als der Vorderwulst. In diesem Altersstadium decken sich die Stücke mit Abbildung 5 bei JONES. Bei ganz alten Schälchen, wie das hier in Fig. 7 abgebildete aus den Unterkoblenzschichten der Rödershell bei Lierschied, von wo JONES die Art beschrieben hat, tritt dann noch eine weitere Differenzierung ein, indem sich die Furchen noch stärker verbreitern und auch der Hinterwulst durch eine solche noch einmal zweigeteilt wird.

Die Ligamentgrube war nur bei dem hier, Fig. 2, abgebildeten, äußerst scharf erhaltenen Schälchen zu beobachten. Sie ist sehr schmal und begleitet den Dorsalrand in seiner ganzen Länge.

Beziehungen: Die Art ist in den Sphärosideritschiefern überall nicht selten und anscheinend auf diese beschränkt. Weiter westlich wird sie durch die verwandte *B. embryoniformis* SPRIESTERSBACH vertreten. Bei dieser ist vor allen Dingen der Zentralhöcker wesentlich niedriger und hängt wie die Wülste nach unten mit den breiten, ganz ungegliederten Hauptschalenteil zusammen. Er tritt daher auch viel weniger als selbständiges Gebilde heraus, während er bei *B. devonica* den ganzen Schalenbau dominierend überragt. Die Vorderfurche ist stets kürzer als die hintere, das Längenverhältnis ist also umgekehrt wie bei *B. devonica*. Das macht sich besonders bei

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

den Abdrücken sehr deutlich bemerkbar. Bei beiden bilden die den Furchen entsprechenden Wülste eine in den Hohlraum hineinragende Zange, deren Schenkel bei *B. embryoniformis* kürzer und einfacher gestaltet sind und sich in der Länge ebenfalls umgekehrt verhalten wie bei *B. devonica*. (Vergl. Taf. 10, Fig. 6a und 8.)

Beyrichia montana Spriestersbach n. var. **confluens**

Taf. 10, Fig. 9

1915 *Beyrichia montana* A. Fuchs, Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. I. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. 1915, N. F. Heft 79, S. 79, Taf. 18, Fig. 13.

Beyrichia montana, die in der Umgegend von Remscheid an einzelnen Stellen so ungemein häufig ist, scheint wie *Beyrichia embryoniformis* Spriest. nach Osten nicht über Olpe hinauszugehen, wo sie z. B. in den schon von Beushausen erwähnten Steinbrüchen am Wege nach Drolshagen nicht selten ist. In den Sphärosideritschiefern wird sie durch die hier beschriebene Varietät vertreten. Die durchweg sehr kleinen Schälchen stimmen in allen wesentlichen Merkmalen vollkommen mit der Hauptart überein. Der einzige, allerdings sehr bezeichnende Unterschied besteht darin, daß Vorder- und Hinterfurche im unteren Schalenteil nach der Mitte hin zusammenfließen, während sie bei der Hauptart zwar auch an ihrem unteren Ende nach innen umbiegen, sich aber niemals erreichen. Dadurch nimmt bei unserer Varietät der mittlere Schalenteil die Form eines Hufeisens an, an dem sie stets leicht wiederzuerkennen und von der Hauptart zu unterscheiden ist.

Vorkommen: Das von Fuchs abgebildete Stück stammt aus den Unterkoblenzschichten von Daaden bei Siegen; die Varietät hat sich also anscheinend schon früh vielleicht aus einer vorläufig noch unbekannten Form der Siegener Schichten entwickelt. Die Hauptart ist bis jetzt nur aus dem westlichen Verbreitungsgebiet unserer Oberkoblenzschichten und den gleichaltrigen Schichten des Harzes (Dahmer) bekannt geworden. Sie ist also anscheinend jünger als jene und dürfte sich im Laufe der Jahrzehntausende aus ihr entwickelt haben; doch wird sich der entwicklungsgeschichtliche Werdegang erst dann genauer feststellen lassen, wenn sich die vermutete Urform der Siegener Schichten gefunden hat.

Kloedenia? incompta Dahmer

Taf. 10, Fig. 10

1917 *Kloedenia? incompta* Dahmer, Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins, II. Dies. Jahrb. f. 1919, S. 214, Taf. 6, Fig. 5—9.

Auf mehreren mir vorliegenden Sphärosideritknollen finden sich zerstreut zwischen Schälchen der vorstehend beschriebenen Varietät von *Beyrichia montana* Spr. zahlreiche winzige Schälchen einer Ostracodenart, die ich trotz der beim ersten Anblick stark abweichenden Form zu der obengenannten Harzer Art stelle. Die Urstücke Dahmers sind augenscheinlich stark verzerrt und dadurch weniger regelmäßig im Umriß als die mir vorliegenden unverdrückten Schäl-

chen; immerhin bleibt auch bei ihnen die ovale bis elliptische Grundform stets deutlich, und auch die übrigen Abweichungen sind mehr gradueller Art, so daß sich eine Abtrennung kaum rechtfertigen dürfte.

Die hier besprochenen Schälchen sind gleichmäßig stark gewölbt, im Umriß stets ungefähr doppelt so breit als hoch, an beiden Enden abgerundet. In der Mitte oder kurz vor derselben verläuft anfangs vom Rückenrand aus nur ein kurzer und schmaler, mehr oder weniger deutlicher Einschnitt senkrecht nach unten bis höchstens zur Mitte. Er dürfte der Vorderfurche der Beyrichien entsprechen. In diesem Stadium haben die Stücke viel Ähnlichkeit mit einigen silurischen Primitien, vor allen Dingen *Pr. sulcata*, die A. KRAUSE (Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 41, 1889) beschrieben hat. Bei den größeren Stücken, deren Breite allerdings 1 mm nicht übersteigt, macht sich etwas weiter nach hinten noch eine zweite, schwächere Furche bemerkbar, die meistens nur ungefähr halb so lang wird als die andere. Man braucht nun nur anzunehmen, daß sich bei weiterem Wachstum der zwischen beiden gelegene Schalenteil höckerartig aufbläht, wie es bei manchen Stücken tatsächlich den Anschein hat, um zu dem bei den Harzer Stücken deutlicher heraustretenden Zentralhöcker zu gelangen.

Der Abdruck ist glatt, gleichmäßig gewölbt und hat die Form eines doppelt so langen als breiten, an beiden Enden gleichmäßig gerundeten Tönnchens. Dasselbe sagt DAHMER von seinen Stücken, und schon aus diesem Grunde nehme ich an, daß beide Formen identisch sind.

Beziehungen: Sehr junge Schälchen von *Beyrichia devonica* JONES werden unserer Art im allgemeinen Bau oft sehr ähnlich. Sie sind jedoch an dem stets — und besonders in der Jugend — hoch heraustretenden Zentralhöcker leicht zu unterscheiden. Diese Ähnlichkeit läßt aber, und das scheint mir hier das wichtigere, den Vorbehalt, mit dem DAHMER die Art zu *Kloedenia* gestellt hat, nicht unberechtigt erscheinen. Diese Gattung gehört ihrem ganzen Bau nach in die Nähe von *Primitia*, während die Originale DAHMERs neben dem für einen Teil der Beyrichien typischen großen Zentralhöcker auch zweifellose Ansätze zur Ausbildung von Schalenwülsten erkennen lassen. Man wird also die Art mit vielleicht größerem Recht als eine *Beyrichia* mit allerdings sehr primitivem Bau bezeichnen dürfen.

Entomis patella n. sp.

Taf. 10, Fig. 11

Diese Art ist anscheinend viel seltener als die beiden vorher besprochenen, mit denen sie zusammen vorkommt. Dabei zeichnen sich ihre Schälchen, die hier und da zwischen jenen verstreut liegen, durch ihre Größe aus, die bis 1,8 mm Breite und 1,2 mm Länge steigt, während jene stets viel kleiner bleiben.

Der Schloßrand ist gerade, der übrige Rand halbkreisförmig mit am Schloßrand kurz abgerundeten Ecken. Der Randsaum ist recht breit und nach innen wie die Mantellinie bei den Lamellibranchiern

scharf abgesetzt. Die Wölbung ist flach; nur in der Nähe des Schloßrandes fällt die Schale etwas steiler zu diesem ab.

Dicht vor der Schalenmitte liegt die kurze, senkrecht zum Schloßrand gestellte Zentralfurche. Sie beginnt in geringer Entfernung von demselben und endet schon vor der Schalenmitte. Vor und hinter ihr ist die Schale etwas stärker aufgewölbt, ohne daß es aber zur Ausbildung eines Höckers oder Wulstes kommt.

Der Abdruck ist glatt.

Avicula laevicostata Follmann[1])

Taf. 10, Fig. 12, 13

1884 *Avicula laevicostata* O. Follmann, Über devonische Aviculaceen. Verh. des Naturhist. Vereins f. Rheinl. u. Westf., Bd. 42, 1884, S. 195, Taf. 5, Fig. 4.
1891 » » Frech, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. 9, 1891, S. 38, Taf. 14, Fig. 5.
1914 » » Dahmer, Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln. Dies. Jahrb. f. 1915, Bd. 36, Teil I, Heft 1, S. 190, Taf. 5, Fig. 1.

Die Art, die von Follmann und neuerdings von Dahmer eingehend beschrieben worden ist, erinnert durch die starke Schalenwölbung der linken Klappe und den kurzen, gedrungenen Umriß an manche radialgestreifte Leiopterien. Es fehlt ihr jedoch die bezeichnende innere Muskelstützleiste vor dem Wirbel, und außerdem ist die rechte Schale flach. Die Schloßplatte ist unter dem etwas unregelmäßig gestreiften Ligamentband ungewöhnlich schmal, so daß selbst verkümmerte Schloßzähne kaum auf ihr Platz haben würden. Es handelt sich also, was auch Dahmer hervorhebt, tatsächlich um eine echte *Avicula*, obgleich man das Vorkommen von *Avicula* im Devon zeitweilig bezweifelt hat.

Von den Muskeleindrücken ist nur der hintere erhalten. Er ist fast quadratisch, flach eingesenkt und liegt da, wo der mittlere Schalenteil steiler zum Hinterflügel abfällt, ohne auf letzteren überzugreifen. Die Mantellinie beginnt an der Vorderseite des Wirbels und steigt nicht über die Schalenmitte hinab.

Die Skulptur besteht bei der linken Klappe aus 16 kräftigen, gerundeten Hauptrippen mit etwas breiteren Zwischenräumen. Zwischenrippen I. Ordnung sind nur hier und da entwickelt. Die ebenfalls gerundeten Rippen der rechten Klappe sind etwas schwächer und stehen dicht gedrängt. Auf dem Hinterohr werden sie etwas feiner und rücken weiter auseinander. Beide Klappen sind außerdem mit recht kräftigen, konzentrischen Anwachsrippchen bedeckt, die in breiten, ziemlich regelmäßigen Abständen aufeinanderfolgen.

Die von Frech a. a. O. abgebildete linke Klappe gehört nicht zu unserer Art und muß bei einer Neubearbeitung der Aviculiden neu benannt werden. Sie besitzt ca. 12 weit auseinanderliegende, verhältnismäßig schwache Hauptrippen, Zwischenrippen fehlen. Bei *A. laevicostata* ist die Berippung wesentlich gröber, sie erinnert darin,

[1]) Siehe S. 365.

wie FRECH selbst hervorhebt, an *Pterinea fasciculata*. Man kann derartig verschiedene Formen unmöglich miteinander vereinigen, ohne zu Sammeltypen zu kommen, die für die Stratigraphie jeden Wert verlieren. Damit würde dann auch die ungewöhnlich große vertikale Verbreitung der Art in Unter- und Oberkoblenzschichten wegfallen, und sie würde auf die letzteren beschränkt bleiben, in denen sie im ganzen rheinischen Devon, wenn auch als Seltenheit, verbreitet zu sein scheint.

Vorkommen: Oberer neuer Weg nördlich Bahnhof Wingeshausen, Ober-Eder; Kieselgallenschiefer.

Leiopteria montana n. sp.

Taf. 11, Fig. 1, 2

Die Gattungsbestimmung ist nicht sicher, da sämtliche vorliegenden Stücke als Skulpturkerne entwickelt sind, so daß weder Zähne noch die quer zum Schloßrand gestellte vordere Muskelstützleiste festgestellt werden konnten. Die Frage, ob eine *Avicula* oder *Leiopteria* vorliegt, muß also vorläufig offen bleiben, der allgemeine Eindruck spricht aber für die letztere.

Die Schale ist mittelgroß und im Umriß schräg rhombisch. Der mittlere Schalenteil tritt verhältnismäßig hoch heraus, ist aber auf der Oberseite fast eben. Nach dem Hinterflügel zu fällt er plötzlich steiler ab, wodurch eine wohlausgeprägte vom Wirbel zum unteren Hinterende in konkaven Bogen hinabziehende stumpfe Kante entsteht. An dieser ist die Art auch bei verdrückten Stücken leicht wieder zu erkennen und von anderen zu unterscheiden. Die rechte Klappe ist flacher gewölbt. Ob bei ihr die eben erwähnte hintere Kante vorhanden ist, läßt sich bei den verdrückten doppelklappigen Stücken nicht mit Sicherheit feststellen. Daher werden vereinzelte rechte Klappen, wenn sie als Skulpturkerne erhalten sind, vielleicht nur schwer von solchen der mit unserer Art zusammen vorkommenden *L. crenato-lamellosa* SDBG. zu unterscheiden sein.

Die Skulptur besteht aus ziemlich dicht stehenden Radialrippen I. bis III. Ordnung, deren Stärkeverhältnis jedoch nicht bei allen vorliegenden Stücken das gleiche ist. In der Regel schiebt sich zwischen zwei Hauptrippen je eine Rippe II. Ordnung ein, die in der Nähe des Unterrandes die ersteren fast an Stärke erreicht. Hin und wieder tritt neben diesen dann auch noch je eine Rippe III. Ordnung auf, bei einem Stück liegen deren sogar drei nebeneinander.

Sehr bezeichnend ist die Ausbildung der Anwachslinien. Von der Mitte ab ist ein Teil derselben in einem Abstand von 3—4 mm zu ausgezackten konzentrischen Bändern oder Blättern verbreitert, die über die Rippen hinweggreifen und bis zu 2 mm über sie vorstehen. Auf dem Hinterohr liegen nur Rippen I. Ordnung, über die die Anwachslamellen in fast unverminderter Breite bis in die Nähe des Schloßrandes fortlaufen.

Die Berippung der rechten Klappe ist sehr schwach, nur auf dem Hinterohr treten die Rippen etwas stärker heraus. Die An-

wachsbänder fehlen, die crenulierten Anwachslinien sind jedoch recht deutlich.

Vorkommen: Bahneinschnitt dicht bei Marienheide an der Strecke Marienheide—Gummersbach. Remscheider Schichten, Sammlung des Verfassers.

Leiopteria crenato-lamellosa Sandberger

1856 *Avicula crenato-lamellosa* Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau 1850—1856, S. 288, Taf. 29, Fig. 16.

Diese Art tritt zuerst in der Gegend von Marienheide auf und scheint von da ab nach Osten die in der Gegend von Remscheid allein vorkommende *L. globosa* Spr. zu ersetzen. Einzelne Stücke besitzen ein außergewöhnlich lang ausgezogenes Hinterohr, im übrigen aber stimmen sie vollkommen mit solchen vom Mittelrhein überein. Sie sind meistens als Skulpturkerne erhalten; nicht selten kommt jedoch ein Erhaltungszustand vor, der erwähnt zu werden verdient, weil er zu Mißdeutungen führen kann. In diesem Falle zeigen nämlich die Kerne von Skulptureinzelheiten weiter nichts als verwaschene Anwachslinien und gleichen dann durchaus den Skulpturkernen, die Frech in seinen Aviculiden Deutschlands, Taf. 4, Fig. 13 als *L. pseudo-laevis* Oehlert von Zendscheid bei Gerolstein abgebildet hat. Sind die Stücke jedoch an einzelnen Stellen, meistens am Unterrand, stärker angewittert, dann kommt unter der glatten Oberschicht die typische krenulierte Gitterskulptur in meistens hervorragend schöner Ausbildung zum Vorschein. Besonders deutlich läßt sich dieser Fall an den Versteinerungen von Zendscheid beobachten, wo neben der vorliegenden Art auch *Actinodesma Annae* Frech, *Ctenodonta subcontracta* Beush. und *Pleurotomaria crenato-lamellosa* Sandb. diese eigenartige Pseudoskulptur aufweisen.

Die Entstehung derselben kann man sich folgendermaßen denken. Alle genannten Arten besitzen sehr scharfe, meistens noch gezackte Anwachsrippen, in die sich schon bei Lebzeiten des Tieres bei geeignetem, schlickigem Untergrund Schlamm festsetzte und so die ganze Schalenoberfläche mit einer dünnen Schlammhaut überzog. In diesem Zustand, der nur noch die grobsten Skulpturteile erkennen ließ, wurden sie dann auch eingebettet und erhalten. Zu erklären bliebe dann immerhin noch, warum sich diese Schlammhaut nicht mit dem gleichartigen Einbettungsmaterial zu einer einheitlichen Masse verbunden hat, wodurch dann die Entstehung dieser falschen Skulpturkerne unmöglich geworden wäre. Es handelt sich dabei aber wohl um denselben Prozeß, der bei der Schichtbildung unserer Sedimentgesteine die Trennung der einzelnen Bänke verursacht hat, bei der zweifellos neben der mechanischen Verfestigung der obersten Schichtpartie während kürzerer oder längerer Sedimentationsruhepausen ein, wenn auch außerordentlich dünner Überzug von organischen Verwesungsresten eine Rolle gespielt hat.

Pteronites? sp.

1894 *Pteronites idarensis* Kayser, Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*. Dies. Jahrb. f. 1894, S. 130, Taf. 4, Fig. 3, 4.

Die von Kayser a. a. O. abgebildete Kotype zu dem in derselben Arbeit, Taf. 3, Fig. 7 abgebildeten Original ist am Vorderende stark beschädigt, und ebenso fehlt ein Teil des Hinterflügels mitsamt dem hinteren Schloßrand, der vom Zeichner unrichtig ergänzt ist. Da aber die Eigenart von *Pteronites* gerade auf dem Vorhandensein eines spitz ausgezogenen Vorderohrs, eines langen geraden Schloßrandes (Aviculide) und eines scharfeckig ausgebildeten Hinterflügels beruht, ist die Zurechnung des betr. Stückes zu *Pteronites* ganz unsicher. Man kann es mit mindestens ebenso großem Recht als ein besonders am Vorderteil stark verdrücktes Exemplar von *Dechenia gigantea* ansehen, die in Bilstein ungemein häufig, stets aber stark verdrückt ist. Im übrigen würde auch schon der große Altersunterschied, das Original stammt aus dem Taunusquarzit von Idar a. d. Nahe, die Identität beider Stücke wenig wahrscheinlich machen.

Das Original aus dem Taunusquarzit habe ich nicht untersucht. Soweit man aber nach der Zeichnung urteilen kann, gilt das oben Gesagte zum großen Teil auch hier. Ganz ungewöhnlich für *Pteronites* ist außerdem die auf der Zeichnung hervortretende grobe konzentrische Skulptur, die mehr an *Actinodesma obsoletum* Goldf. erinnert.

Neben den beiden besprochenen Stücken besitzt die Marburger Sammlung eine dritte rechte Klappe, die wirklich ein langes, stark verschmälertes Vorderende besitzt, die man also mit größerer Berechtigung zu *Pteronites* stellen könnte. Leider fehlt auch bei ihr fast die ganze hintere Schalenhälfte, und der hintere Schloßrand ist, soweit man bei der mangelhaften Erhaltung feststellen kann, hinter dem Wirbel nach unten eingezogen, was ohne weiteres gegen die Zurechnung zu *Pteronites* sprechen würde. Eine ganz ähnliche Ausbildung des hinteren Schloßrandes weist eine in meinem Besitz befindliche rechte Klappe von Marienheide auf, die auch in den übrigen Schalenmerkmalen gut mit jener übereinstimmt. Sie ist leider als Skulpturkern erhalten, so daß die inneren Merkmale nicht festzustellen sind. Höchst wahrscheinlich gehören beide Stücke zu einer neuen Gattung, die ich nach dem Äußeren aber eher in die Nähe von *Modiomorpha* als von *Pteronites* stellen würde.

Pterinea gracilis Spriestersbach

Taf. 10, Fig. 14

1909 *Pterinea gracilis* Spriestersbach und Fuchs, Die Fauna der Remscheider Schichten. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 58, S. 12, Taf. I, Fig. 6—12.

Die Unterschiede der Art von *Pt. costulata* A. Roemer sind von Dahmer (5), dem ein reiches Vergleichsmaterial der letzteren aus dem Harz zur Verfügung stand, eingehend dargelegt worden. Da die Stücke aus den Sphärosideritschiefern ganz vorzüglich erhalten sind, habe ich eine linke Klappe unserer Art erneut abbilden lassen. Die geringe Zahl der Hauptrippen, 8 auf dem mittleren Schalenteil,

nebst den gegen sie stark zurücktretenden zahlreichen Nebenrippen II. und III. Ordnung sind dabei gut zu erkennen. Neuerdings hat Asselbergs (1) mehrere Remscheider Arten, darunter auch die vorliegende, im Oberkoblenz des Sambre-Maasgebietes nachweisen können.

Modiola Lamarck

Modiella Hall. 1883.

Die Gattung *Modiella* Hall umfaßt verhältnismäßig kleine, *Modiola* ähnliche Formen. Die Gattungsbeschreibung lautet in freier Übersetzung: »Schale ungleichklappig, sehr ungleichbreit, fast eiförmig. Vorderende kurz, Hinterende sehr breit, gebogen oder am äußersten Ende schräg abgestutzt. Wirbel am Vorderende gelegen. Schloßlinie gebogen. Wirbelgegend hervortretend, nach unten in die Hauptschalenwölbung übergehend. — Oberfläche von feinen konzentrischen Anwachslinien bedeckt, die auf dem Hauptschalenteil von einigen schwachen, gebogenen Radiallinien gekreuzt werden. — Schloß durch eine längliche Grube und Falte markiert. Ligament linear. Vorderer Muskeleindruck in der Nähe des Wirbels gelegen, den oberen Teil des Vorderendes einnehmend, das durch einen Byssusausschnitt vom Hauptschalenteil getrennt ist. Hinterer Muskeleindruck breit und flach. Mantellinie einfach, dem Unterrand parallel.

Die Schale ist in ihren Hauptmerkmalen einigen rezenten Formen von *Modiola* sehr ähnlich«.

Über die systematische Stellung von *Modiella* hat sich Hall nicht ausgesprochen, doch hat er offenbar durch die Wahl des Namens die Verwandtschaft mit *Modiola* andeuten wollen. Die Übereinstimmung beider geht in der Tat so weit, daß sich wirklich grundlegende Verschiedenheiten bei keinem Schalenteil feststellen lassen. Der wesentlichste Unterschied besteht in der Ausbildung des terminal gelegenen Wirbels, der bei *Modiola* klein, niedergedrückt ist und nicht über den Schloßrand vorragt, bei *Modiella* dagegen schwach aufgeblasen etwas nach vorn überhängt. Aber selbst dieses Merkmal tritt z. B. bei der hier Taf. 10, Fig. 16 zum Vergleich abgebildeten *M. westfalica* n. sp. kaum in Erscheinung, obgleich sie nach ihrem ganzen Äußeren, besonders auch durch die Ausbildung der feinen Radiallinien, unbedingt in diese Gruppe gehört. Daß das Vorhandensein einer Radialskulptur nicht zur Aufstellung einer besonderen Gattung genügt, ist schon von mehreren Autoren betont worden. Somit fällt jeder Grund weg, die hier besprochenen, bisher nur aus amerikanischen Schichten bekannten Formen unter einem besonderen Gattungsnamen zusammenzufassen; die Gattung *Modiella* ist demnach einzuziehen.

Eine andere Frage wäre die, ob man die hier besprochene Gruppe, die sich an *Modiella pygmaea* Hall anschließt, nicht als Untergattung zu *Modiola* stellen soll. Voraussetzung dafür bliebe, daß die dazu gehörenden Formen in dem einen oder anderen wesentlichen Merkmal so sehr von dem Haupttypus abwichen, daß sich eine selbständige Stellung rechtfertigen ließe. Wie ich schon vorher ausführte, ist das

weder in Bezug auf die Ausbildung des Wirbels noch auf das Auftreten einer Radialskulptur der Fall; denn in beiden Fällen lassen sich Übergänge zu *Modiola* feststellen. Der niedergedrückte Wirbel von *M. westfalica* erinnert durchaus an *M. lodanensis* BEUSHAUSEN, und die Radiallinien sind auch bei *M. pygmaea* HALL nicht immer zu beobachten. Damit fällt auch der letzte Grund weg, die Gruppe als Untergattung abzutrennen, man wird sie vielmehr als Gruppe der *M. pygmaea* den beiden bis jetzt aus dem deutschen Devon bekannten *Modiola*-Arten, *M. lodanensis* BEUSH. und *M. antiqua* GOLDF. gegenüberstellen müssen. Ich habe die beiden letztgenannten absichtlich nicht zu einer Gruppe zusammengefaßt, da jede von ihnen anscheinend wieder einen besonderen Typus darstellt.

Modiola parvula n. sp.

Taf. 10, Fig. 15

Schale sehr klein, verhältnismäßig stark und gleichmäßig gewölbt, durch die Einziehung des Unterrandes schwach nierenförmig, hinten verbreitert und mehr oder weniger nach unten ausladend. Schloß- und Hinterrand stoßen in sehr stumpfem Winkel zusammen, und der letztere steigt dann in flachem Bogen zu dem halbkreisförmigen Hinterende hinab. Unterrand vor der Mitte eingezogen, Vorderende gerundet. Wirbel am Vorderende gelegen, etwas aufgebläht und schwach vorragend. Hinter demselben zieht eine kräftige Depression im Bogen hinab, die die Einziehung des Unterrandes hervorruft.

Die schmale Schloßplatte ist zahnlos. Hinter dem Wirbel liegt eine lineare Ligamentgrube. Der sehr kleine, etwas eingesenkte vordere Muskeleindruck liegt unter dem Wirbel dicht am Vorderende. Hinterer Muskeleindruck und Mantellinie sind nicht erhalten.

Die Skulptur besteht aus schwachen, hier und da bündelförmig angeordneten Anwachslinien, die auf dem Hauptschalenteil von außerordentlich feinen, gekrümmten Radiallinien gekreuzt werden.

Unsere Art gehört, wie schon oben erwähnt wurde, zur Gruppe der *M. pygmaea* HALL, die bis jetzt aus dem europäischen Devon noch nicht bekannt war. Zwei mit ihr verwandte und zu derselben Gruppe gehörige neue Arten aus dem unteren Mitteldevon von Ebbelinghagen, Bl. Herscheid, habe ich zum Vergleich mit abbilden lassen. Die eine, *M. westfalica*, die einen ähnlichen Umriß besitzt, unterscheidet sich leicht durch das sehr schmal gerundete, fast spitz zulaufende Vorderende und die feine aber sehr deutliche Radialskulptur, die zweite, *M. mytiloides*, ist viel größer und verbreitert sich nach hinten gleichmäßig schaufelförmig. Die charakteristische vordere Depression ist bei ihr nur angedeutet.

Vorkommen: Würdinghausen, Bl. Kirchhundem; Oberhundem, Bl. Wingeshausen.

Modiomorpha anulifera Spriestersbach

Taf. 11, Fig. 3

1919 *Modiomorpha anulifera* Spriestersbach, Neue oder wenig bekannte Versteinerungen usw. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 80, S. 37, Taf. 12, Fig. 1—5.

Die in den Sphärosideritschiefern vorkommenden Stücke schließen sich durchaus an das Vorkommen aus der Gegend von Marienheide an, besonders in der Ausbildung der überaus charakteristischen starken konzentrischen Berippung. Nur bleiben die Exemplare der Sphärosideritschiefer wesentlich kleiner, eine Erscheinung, die sich auch bei fast allen anderen Lamellibranchiern bemerkbar macht. Die Lebensbedingungen scheinen also dieser Tiergruppe nicht sonderlich zuträglich gewesen zu sein.

Vorkommen: Selbecke.

Nucula fornicata Goldfuss?

Taf. 11, Fig. 4

Eine linke Klappe gehört in die Nähe der genannten Art. Der Wirbel ist jedoch kleiner und weiter nach vorn gerückt. Dadurch erhält die Schale eine schrägere Gestalt. Die geringe Größe des Wirbels läßt sich vielleicht darauf zurückführen, daß die Schale hier sehr dick war, und daß er deshalb an dem bei Beushausen, Lamellibranchier, Taf. 4, Fig. 15, abgebildeten Schalenexemplar stärker heraustritt. Es muß weiterem Material vorbehalten bleiben, hier größere Klarheit zu schaffen. Da aber die Eifeler Art aus dem oberen Mitteldevon stammt, läßt schon der große Altersunterschied die Identität beider Formen wenig wahrscheinlich werden.

Vorkommen: Herrentrop, Bl. Kirchhundem.

Nucula macrorhyncha n. sp.[1])

Taf. 11, Fig. 5

Bei dem allein vorliegenden, hier abgebildeten Steinkern bildet der Hauptschalenteil eine ungefähr doppelt so breite als hohe, an beiden Enden gleichmäßig gerundete Ellipse. Über diese ragt der starke, vor die Mitte gerückte und deutlich nach vorn gedrehte Wirbel fast um die halbe Höhe des unteren Schalenteils nach oben vor, so daß das Schloß größtenteils von ihm verdeckt wird. Seine ungewöhnliche, breit schnabelförmige Massigkeit wird durch den raschen Abfall nach hinten noch besonders herausgehoben.

Vor dem Wirbel liegen 6—7, hinter ihm etwa 8 etwas stärkere Zähne. Der vordere Muskeleindruck ist nicht erhalten, der hintere ist gerundet dreieckig, nach oben kräftig eingesenkt und zum größten Teil auf den hinteren Steilabfall gerückt. Über ihm und etwas von ihm entfernt liegt ein kräftiger, tief eingesenkter Fußmuskeleindruck. Der Randsaum ist schmal abgeplattet.

Da der Abdruck fehlt, können Angaben über die Skulptur nicht gemacht werden.

[1]) Siehe S. 385.

Die Art wird an dem ungewöhnlich großen Wirbel stets leicht wiederzuerkennen sein. Die Unterschiede von der nachstehend beschriebenen werden bei dieser besprochen.

Vorkommen: Kieselgallenschiefer von Wingeshausen.

Nucula trigona n. sp.

Taf. 11, Fig. 6

Schale klein, im Umriß gerundet dreieckig, wie bei der vorigen Art etwas breiter als hoch. Wirbel vor der Mitte gelegen, kaum vorragend, nach vorn gerichtet. Vor ihm liegt eine kleine *Lunula*, nach hinten geht er in gleichmäßiger Wölbung in den Hauptschalenteil über. Dadurch erinnert die Schale im Äußeren mehr an *Ctenodonta* als an *Nucula*. Es fehlt ihr jedoch die für jene charakteristische hintere Depression, und die Anwachslinien verschwinden von hinten her unter dem Wirbel, ein Zeichen, daß das Ligament innerlich gelagert war.

Der Steinkern ist niedriger als der Abdruck, die Schale muß also am Wirbel recht dick gewesen sein. In der äußeren Form erinnert er am meisten an den der vorigen Art. Beim genaueren Vergleichen fällt aber vor allen Dingen die geringere Selbständigkeit des Wirbels im Verhältnis zum ganzen Schalenkörper auf. Er ragt weniger aus dem unteren Schalenteil heraus, ist zierlicher und geht nach hinten allmählich, ohne Einsattelung, in den letzteren über. Seine Wölbung ist, wie die der ganzen Schale, wesentlich geringer als bei der vorigen Art. Alles in allem erscheint also der Steinkern zierlicher und sanfter gerundet, erinnert allerdings auch noch weniger an *Nucula*, als der von *N. macrorhyncha*.

Die Zahl der Zähne beträgt vorn 4—5, hinten 6—7. Die Ausfüllung der Ligamentgrube ist bei dem allein vorliegenden doppelklappigen Exemplar herausgebrochen, der Verlauf der Anwachslinien läßt aber keinen Zweifel darüber, daß eine *Nucula*-Art vorliegt. Der hintere Muskeleindruck ist breit elliptisch, dicht über ihm liegt ein noch mehr in die Länge gezogener Fußmuskeleindruck. Die Hinterseite des Wirbels trägt drei kräftige Eindrücke der Wirbelmuskeln. Der Mantelrand ist sehr scharf abgesetzt, der Randsaum breit abgeplattet.

Die Skulptur besteht aus ziemlich gleichmäßigen Anwachsrippchen.

Vorkommen: Engelbertshausen, Bl. Kirchhundem.

Nucula hercynica BEUSHAUSEN

Taf. 11, Fig. 7, 8

1884 *Nucula Krachtae* A. ROEMER, BEUSHAUSEN, Beiträge zur Kenntnis des Oberharzer Spiriferensandsteins und seiner Fauna. Abh. z. Geol. Spezialk. v. Preußen, Bd. 6, Heft 1, 1884, S. 85, Taf. 4, Fig. 7, 12.

1895 » *hercynica* BEUSHAUSEN, Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devons. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 17, 1895, S. 48.

1917 » *grandaeva* GLDF. var. *elongata* DAHMER, Oberharzer Kahlebergsandstein I, S. 487, Taf. 38, Fig. 19, 20.

In seiner Bearbeitung der Fauna des Oberharzer Spiriferensand-

steins hat Dahmer unter *Nucula grandaeva* Gdf. eine Anzahl Formen zusammengezogen, die nach meinem Dafürhalten nicht zusammengehören. Wenn man aus den von ihm abgebildeten und besprochenen Formen die drei Ecktypen herausgreift, Fig. 12—14 stark gerundet, Fig. 19, 20 langelliptisch und *N. tumida* Beush., Oberh. Spir., Taf. 4, Fig. 13 sichelförmig mit spitz aufstrebendem Wirbel, so sind das ohne Zweifel Vertreter ein und derselben Gruppe, die man als *grandaeva*-Gruppe bezeichnen kann. Alle drei sind aber untereinander so verschieden, daß man sie unmöglich noch als einheitlichen Arttypus betrachten kann.

Ob *N. Kahlebergensis* Beush. eine selbständige Art ist, oder ob Dahmer Recht hat, wenn er sie ebenfalls mit *grandaeva* vereinigt, läßt sich ohne reichliches Material, das ihm ja zur Verfügung stand, nicht entscheiden. Die von ihm a. a. O., Fig. 12—14, abgebildeten Stücke gehören jedenfalls dazu. Sie sind zwar nach ihm »noch mehr gerundet als das Original von *N. grandaeva*«, das dürfte aber in der Hauptsache auf Verdrückung zurückzuführen sein; denn die daneben liegenden mitabgebildeten Crinoidenstiele sind in der Wagerechten stark zusammengedrückt, und dementsprechend waren auch die abgebildeten Klappen länger, dem in Fig. 15 und 17 dargestellten Typ genähert. Davon ganz verschieden sind die in Fig. 19 und 20 abgebildeten beiden Klappen, die den Typus von *N. hercynica* Beush. darstellen. Dahmer hat diese Art ebenfalls eingezogen und mit *grandaeva* vereinigt. Wie ich oben erwähnte, wäre schon der langelliptische Umriß für *grandaeva* ungewöhnlich und nur bei einer Übereinstimmung aller anderen Merkmale zu ertragen. Ehe man sich aber für die Zugehörigkeit nach der einen oder anderen Seite entscheiden will, muß man sich zuerst über die Merkmale des *grandaeva*-Typus klar werden. Dieser ist insofern besonders interessant, als er die unverkennbare Neigung besitzt, den Vorderteil der Schale auf Kosten des zurückliegenden zu vergrößern, die Schale unter Verschmelzung von Wirbel und Hauptschalenteil nach vorn auszubauchen und nach hinten zu verschmälern. Diese Verkleinerung macht sich bei dem Steinkern durch eine starke Einbuchtung hinter dem Wirbel bemerkbar, die im extremen Falle so stark wird, daß, wie bei *N. tumida*, der Steinkern Sichelform annimmt. Die ganze Gruppe erinnert dadurch schon stark an *Nuculana*. Betrachtet man unter diesem Gesichtspunkt die in Rede stehenden, Fig. 19 und 20, abgebildeten Klappen, so erkennt man ohne weiteres, daß die starke Einbuchtung hinter dem Wirbel fast gar nicht vorhanden ist, daß sie also dem *grandaeva*-Typus am wenigsten entsprechen und schon zur *cornuta*-Gruppe hinüberleiten. Infolge der geringen Einbuchtung schmiegt sich auch die hintere Schloßplatte dicht an den Kern an (vergl. die hier Taf. 11, Fig. 7, 8 abgebildeten Stücke), und die Zähne bleiben klein, während bei *grandaeva* und noch mehr bei *tumida* (s. u.) der Rand der hinteren Schloßplatte wie eine Bogensehne zwischen Wirbel und Hinterende ausgespannt ist und die breite Platte den Zähnen ausgiebigen Raum für ihre Entwicklung läßt. Daß bei der von Dahmer in Fig. 16

abgebildeten unverdrückten rechten Klappe die Einbuchtung ganz fehlt, sie also überhaupt nicht in die Gruppe gehört, sei nur nebenbei erwähnt.

Es bestehen also doch zwischen den beiden in Fig. 12—14 und 19, 20 dargestellten Formen grundlegende Unterschiede, die über den engen Rahmen einer Varietät, als welche DAHMER die letzteren auffaßt, hinausgehen. Der Artname *hercynica* besteht somit zu Recht. Da die ursprüngliche Beschreibung BEUSHAUSENs recht kurz ist, seien die Haüptmerkmale hier noch einmal zusammengestellt.

Schale verhältnismäßig groß und stark querverlängert. Wirbel weit vor der Mitte gelegen, kaum vorragend. Schloßrand lang, unter einem Winkel von ca. 120° geknickt, nach vorn ohne Unterbrechung in den ziemlich breit gerundeten Vorderrand übergehend. Unterrand lang, flach auswärts geschwungen, mehr oder weniger rasch zu dem gleichmäßig gerundeten Hinterende ansteigend.

Bei dem Steinkern ist die Partie hinter dem Wirbel, wie schon oben erwähnt wurde, verhältnismäßig wenig eingedrückt, und der breite Wirbel fällt infolgedessen gleichmäßig nach vorn und hinten ab. Auf der schmalen Schloßplatte liegen vorn und hinten je 10 Zähne, die durch eine scharf nach hinten gedrehte Ligamentgrube getrennt sind. Der vordere Muskeleindruck ist groß und sehr flach, der hintere nach vorn etwas tiefer eingesenkt. Über ihm liegt ein kräftiger Fußmuskeleindruck. 3 Eindrücke von Wirbelmuskeln sind deutlich ausgeprägt. Mantellinie ebenfalls deutlich.

Die Skulptur besteht aus zarten, am Unterrand etwas stärker werdenden und hier und da gebündelten Anwachslinien.

Die Art ist an ihrer stark querverlängerten Gestalt leicht kenntlich und kaum mit einer anderen zu verwechseln.

Vorkommen: Selbecke, Bl. Kirchhundem und Wipperfließ bei Marienheide. Sammlung der Geol. Landesanstalt und des Verfassers.

Nucula tumida A. ROEMER-BEUSHAUSEN

Taf. 11, Fig. 9—11

1884 *Nucula tumida* BEUSHAUSEN, Oberharzer Spiriferensandstein, S. 84, Taf. 4, Fig. 13.
1916 » *grandaeva* DAHMER, Fauna Oberharzer Kahlebergsandsteins, S. 489.

Wie schon vorstehend bei der Besprechung von *N. hercynica* bezw. *grandaeva* erwähnt wurde, hat DAHMER auch *N. tumida* A. ROEMER mit *grandaeva* vereinigt. Es wurde schon dabei hervorgehoben, daß diese Art durch ihre starke, fast rechtwinklige Einbuchtung hinter dem Wirbel den *grandaeva*-Typus extrem bis zur Sichelform verzerrt, dadurch aber auch schon so sehr an *Nuculana* erinnert, daß man zuweilen bei flüchtigem Beschauen im Zweifel sein kann, zu welcher von beiden Gattungen man sie stellen soll. Man darf die hier Taf. 11, Fig. 9—11 abgebildeten Stücke wohl ohne Bedenken mit der bei BEUSHAUSEN, Oberharz, Taf. 4, Fig. 13 abgebildeten rechten Klappe vereinigen. Sie zeigen die Eigenart der Gestalt mit dem hornartig aufragenden Wirbel in noch höherem Maße als jene und nehmen dadurch eine so charakteristische und von *grandaeva* s. str. abweichende

Form an, daß ihre Abtrennung von jener geboten erscheint. Das kann natürlich nur unter dem von Roemer vorgeschlagenen Namen und der von Beushausen gegebenen Begrenzung geschehen. Nach meinem Material, das eine wesentliche Ergänzung der Angaben Beushausens gestattet, muß die Artdiagnose folgendermaßen lauten:

Schale ziemlich groß, besonders in der Wirbelgegend kräftig gewölbt. Wirbel sehr breit, schwach rückwärts gebogen, nach vorn ohne Einbuchtung in das breit ausgebauchte Vorderende übergehend. Unterrand kräftig geschwungen, nach hinten rasch ansteigend und an der vom Wirbel herabziehenden Kante in kurzer Krümmung zu dem flach konkaven hinteren Schloßrand umbiegend. Auffallend und für *Nucula* ganz ungewöhnlich ist die erwähnte, vom Wirbel in konkavem Bogen zum Hinterende hinabziehende stumpfe Kante, hinter der die Schale flach eingedrückt ist. Dadurch entsteht bei doppelklappigen Stücken ein sehr großes, länglich herzförmiges hinteres Schalenfeld, das im oberen Teil schwach ausgehöhlt ist und nach unten allmählich verflacht. Die hintere Wirbelpartie hängt infolgedessen nach hinten über, und der Wirbel erscheint bei dem Abdruck viel breiter als bei dem Steinkern.

Der eigenartigen Ausbildung des hinteren Schalenfeldes entspricht die Gestalt des Schaleninneren bezw. des Steinkerns. Dieser ist hinter dem Wirbel so stark eingebuchtet, daß dessen Hinterseite und der Oberrand des Hauptschalenteils unter einem Winkel von fast 90° zusammenstoßen und der Wirbel selbst wie ein spitzes Horn senkrecht nach oben strebt. Auf der breiten hinteren Schloßplatte, deren Außenrand in flachem Bogen zwischen Wirbel und Hinterende ausgespannt ist, liegen 10 kräftige Schloßzähne. Die 8—10 vorderen Schloßzähne sind wesentlich kleiner. Der Schloßrand ist unter dem Wirbel in einem Winkel von 80°! geknickt.

Die beiden Muskeleindrücke sind recht kräftig. Über jedem liegt, fast auf die Schloßplatte gerückt, ein länglicher Fußmuskeleindruck. Außerdem liegen auf der Hinterseite des Wirbels 3 nicht immer deutliche Eindrücke von Wirbelmuskeln. Die Mantellinie ist kräftig.

Die Skulptur besteht aus sehr vielen feinen, konzentrischen Anwachsrippchen.

Vorkommen: Selbecke, Stellborn.

Cypricardella rhomboidalis A. Fuchs

Taf. 11, Fig. 14

1912 *Cypricardella rhomboidalis* A. Fuchs, Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden usw. Dies. Jahrb. f. 1912, S. 69, Taf. 6, Fig. 6.

1921 » » Dahmer, Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 678, Taf. 10, Fig. 3, 4.

Der hier abgebildete Skulpturkern einer rechten Klappe dürfte zu dieser Art gehören, die Fuchs aus den obersten Koblenzschichten von Mandeln beschrieben hat. Der Umriß ist etwas länger gestreckt,

im übrigen aber stimmt das Äußere mit den Angaben von FUCHS und DAHMER überein.

Noch mehr in die Länge gezogen ist eine anscheinend sehr nahe verwandte Form aus den Mühlenbergschichten des unteren Mitteldevons vom Hohen Molmert bei Plettenberg, von der hier in Fig. 15 der allein vorliegende Steinkern einer linken Klappe abgebildet ist.

Nahe verwandt ist ferner *C. Pandora* W. E. SCHMIDT (23), die in den oberen Honseler Schichten, oberes Mitteldevon, von Elberfeld, Letmathe und Iserlohn nicht selten ist. Leider sind die Stücke durchweg schlecht erhalten, so daß sich die Unterschiede von den vorher besprochenen Arten nur ungenau feststellen lassen. Sie bilden aber jedenfalls zusammen eine besondere Gruppe, deren Vertreter sich durch ihren rhomboidalen Umriß scharf von den mehr gerundeten Cypricardellen der älteren Devonstufen unterscheiden.

Vorkommen: Selbecke.

Myophoria circularis BEUSHAUSEN

Taf. 11, Fig. 12

1895 *Myophoria circularis* BEUSHAUSEN, Lamellibranchiaten, S. 118, Taf. 10, Fig. 12—14.

Die Gestalt ist weniger schief, als man nach den Abbildungen bei BEUSHAUSEN annehmen sollte. Sehr charakteristisch ist auch der unter einem Winkel von ca. 110° geknickte Schloßrand, der vor und hinter dem Wirbel in fast gerader Linie verläuft und beiderseits mit dem kreisförmigen Unterrand stumpf gerundete, aber wohlausgeprägte Ecken bildet. Die Diagonalkante ist in der Nähe des Wirbels recht scharf. Sie verflacht jedoch bald, und das hintere Schalenfeld verschwindet fast ganz.

Noch mehr gerundet im Umriß ist die sonst nahe verwandte *M. Beushauseni* MAURER, von der neuerdings DAHMER (5) gute Abbildungen gegeben hat. Auch das hintere Schalenfeld ist verschwunden und die ganze Schale gleichmäßig flach gewölbt. Die Art kommt auch in den Unterkoblenzschichten von Singhofen vor, von wo ich eine linke Klappe hier Fig. 13 zum Vergleich abbilden lasse. Die Muskeleindrücke sind flacher als bei den Harzer Stücken, doch dürfte das eine Alterserscheinung sein.

Vorkommen: Selbecke.

Paracyclas marginata MAURER

Es liegt nur der Steinkern einer rechten Klappe vor, die ich bei einer früheren Gelegenheit besprochen und abgebildet habe (29), worauf ich hier deshalb nur hinzuweisen brauche.

Vorkommen: Selbecke, Bl. Kirchhundem.

Carydium gregarium BEUSHAUSEN n. var.?

Taf. 12, Fig. 3

Die Originale BEUSHAUSEN's sind wie fast alle von Singhofen stammenden Versteinerungen je nach der Lage zur Druckrichtung stark verzerrt und ergeben deshalb ein nur ungefähres Bild des Umrisses. Ich wage daher auch nicht zu entscheiden, ob die hier vor-

liegenden Stücke wegen ihres etwas abweichenden, aber stets gleichbleibenden Umrisses als Varietät abgetrennt werden müssen.

Die stets sehr kleinen Schälchen bilden im Umriß ein gerundetes, nach hinten nur wenig verschmälertes Oval, das nur wenig breiter als hoch ist. Aus ihm hebt sich der nach vorn gerichtete Wirbel nur schwach heraus. Im übrigen stimmen die Stücke vollkommen mit den Angaben Beushausens überein. Ihre Kleinheit dürfte, da in unseren Schichten lokal recht viele Miniaturformen von anderwärts größer werdenden Arten auftreten, ebenfalls nicht ohne weiteres zur Abtrennung einer Varietät genügen.

Die Art kommt nur im östlichen Teil des Sauerlandes vor, weiter westlich wird sie durch das meist bankbildende *C. callidens* Spriestersb. ersetzt.

Carydium Denckmanni n. sp.

Taf. 12, Fig. 2

Schale verhältnismäßig groß, stark gewölbt. Umriß lang eiförmig, nach hinten stark verschmälert.

Nach der Ausbildung des Schlosses gehört die Art in die Gruppe des *C. callidens* Spriestersbach. Der vordere dreieckige Wulstzahn ist bei dem Steinkern auf der Oberfläche mehrfach stark zerschlitzt, so daß er bei flüchtigem Beschauen das Aussehen von mehreren, nach oben zusammenlaufenden konischen Schloßzähnchen annimmt, wie sie bei *Montanaria ovata* Spriestersb. auftreten. Aus diesem Grunde war wohl auch das hier abgebildete Original in der Berliner Sammlung als *Montanaria* etikettiert. Hinter dem Wulstzahn liegt der starke hintere Leistenzahn und darüber die lange Grube für den gleichen Zahn der Gegenklappe. Das Schloß entspricht also fast genau dem Typus, den ich bei der Beschreibung von *C. callidens* (28), Taf. 4, Fig. 12, als Variation des normalen Schloßbaues abgebildet habe. Was aber dort die nur einmal beobachtete Ausnahme war, ist hier die ausnahmslose Regel. Immerhin beweist das Vorkommen die nahe Verwandtschaft der beiden Arten.

Der vordere Muskeleindruck ist rundlich und besonders nach dem Schloßrand zu tief eingesenkt. Der hintere Muskeleindruck ist nicht erhalten. Die Mantellinie ist nur in ihrem vorderen Teil deutlich. Sie strebt von dem Muskeleindruck ab in flachem Bogen nach hinten, folgt also nicht der stärkeren Ausladung des vorderen Unterrandes.

Die Skulptur bestand anscheinend nur aus konzentrischen Anwachslinien.

Beziehungen: Zum Vergleich kommt nur *C. callidens* in Frage, das im westlichen Sauerland und Bergischen Land bankbildend auftritt. Dieses bleibt stets sehr viel kleiner und besitzt elliptischen Umriß. Der Unterschied im Schloßbau ist schon vorher hervorgehoben worden.

Vorkommen: Steinbruch an der Straße nach Einsiedelei am Südwesthang des Welperich, Bl. Kirchhundem. Gesammelt von Cl. und A. Denckmann, zu deren Ehren die Art benannt wird.

Goniophora westfalica SPRIESTERSBACH n. var. **fissa**

Taf. 12, Fig. 13; Taf. 4, Fig. 5

Für die äußere Form verweise ich auf die Beschreibung der Hauptart (29), mit der unsere Stücke weitgehend übereinstimmen. Nur ist die Schale etwas höher, und der Kiel steigt vom Hinterende aus gleichmäßig in sanftem Bogen an, während er bei jener flach S-förmig geschwungen ist.

Innerlich besteht der Hauptunterschied in dem Auftreten einer langen, verhältnismäßig starken Muskelstützleiste auf dem hinteren Schalenteil. Auf dem Steinkern beginnt die ihr entsprechende Furche hinter dem Wirbel und begleitet den Innenrand des langtropfenförmigen Muskeleindrucks, über den sie nach hinten noch eine kurze Strecke hinausragt. Bei den übrigen *Goniophora*-Arten des deutschen Devons ist diese Leiste anscheinend noch nicht beobachtet worden; dagegen ist sie bei *G. perangulata* HALL und *truncata* HALL deutlich entwickelt und wird auch bei der Beschreibung der ersteren erwähnt.

Vorkommen: Selbecke.

Sphenotus Kayseri SPRIESTERSBACH

Taf. 14, Fig. 10

1894 *Sphenotus soleniformis* E. KAYSER, Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*. Dies. Jahrb. f. 1894, S. 129, Taf. 3, Fig. 3.
1895 » » BEUSHAUSEN, Lamellibranchiaten usw., S. 215, Textfig. 19.
1915 » *Kayseri* SPRIESTERSBACH, Neue oder wenig bekannte Versteinerungen, S. 66.

Über die Merkmale, die die vorliegende Art von *Sph. soleniformis* GOLDFUSS trennen, ist a. a. O. das Nötige gesagt. Hinzuzufügen wäre noch, daß auch der aus den Sphärosideritschiefern vorliegende Steinkern keine Spur von Schloßzähnen erkennen läßt. Ich habe das Urstück von KAYSER bezw. BEUSHAUSEN nachpräpariert und erneut abbilden lassen.

Vorkommen: Bilstein, Selbecke.

Megagrypha n. gen.

Schale groß, gleichklappig, kräftig gewölbt, oder mehr oder weniger stark gekielt; zuweilen mit einer Diagonalrippe auf dem vorderen Schalenteil. Umriß gerundet trapezoidal.

Wirbel sehr groß, in der Mitte des Schloßrandes gelegen, weit über diesen vorragend, eingerollt. Vor ihm eine deutliche Lunula.

Schloß aus einem kräftigen Schloßzahn in der rechten Klappe und der entsprechenden Grube in der linken. Vorderer Muskeleindruck dicht an das Vorderende gerückt, groß, rundlich, kräftig eingesenkt. Hinterer Muskeleindruck in der Mitte des hinteren Schalenteils, groß, gerundet, sehr flach. Ligament in einer langen, tief eingesenkten Grube hinter dem Wirbel.

Skulptur aus am Vorderende wulstig verstärkten Anwachslinien.

Unter- und Mitteldevon.

Onkogrypha n. subg.

Unter diesem Namen werden die Arten der vorstehend beschriebenen Hauptgattung zusammengefaßt, die sich durch den Besitz von Diagonalrippen auf dem vorderen Schalenteil auszeichnen.

Von der so begrenzten Gattung sind bis jetzt drei Arten bekannt, von denen die nachstehend beschriebene *M. Dahmeri* n. sp. als Gattungstypus gelten kann. Da bei ihr der hintere Schalenteil verhältnismäßig flach abfällt, und der vom Wirbel zum Hinterende hinabziehende, sehr stumpf gerundete Kiel daher wenig in Erscheinung tritt, weist sie zugleich den einfachsten Schalenbau auf.

Am nächsten verwandt mit ihr ist *M. gigantea* Spriestersbach, die ich ursprünglich (Neue oder wenig bekannte Versteinerungen usw. S. 58, Taf. 19, Fig. 6, 7) als fraglich zu *Mecynodus* gestellt hatte. Bei ihr fällt der hintere Schalenteil steil ab und der Kiel ist infolgedessen scharf gewinkelt und sehr deutlich. Bei der Originalbeschreibung habe ich als Schloßdiagramm zwei Zähne in der rechten Klappe mit einer dazwischenliegenden Grube für einen Zahn der Gegenklappe angegeben. Da dieser Befund schlecht mit dem Schloßbau der beiden anderen Arten in Einklang zu bringen war, habe ich jetzt bei der Nachprüfung den Wirbel abgesprengt, um einen Wachsabdruck anfertigen zu können. Nach diesem ist das Schloß in der Tat einfacher gebaut, als ich ursprünglich angenommen habe. Im wesentlichen besteht auch hier der Schloßapparat aus einem starken Hauptzahn in der rechten Klappe, der ähnlich geformt ist wie bei *M. Dahmeri*. In geringer Entfernung vor ihm liegt dann noch ein wenig heraustretendes zahnartiges Gebilde, das aber so flach gewölbt ist, daß es in diesem Zustand kaum geeignet war, die Funktion eines normalen Schloßzahns zu übernehmen. Da die Art die jüngste ist, sie stammt aus dem oberen Mitteldevon, könnte man vielleicht annehmen, daß der Buckel die Tendenz anzeigt, den Schloßbau zu erweitern. Demgegenüber muß aber darauf hingewiesen werden, daß bei Lamellibranchiern, die eine ähnliche Neigung zeigen und deren Zahl gar nicht gering ist, die Schloßerweiterung stets mit der Bildung kleinerer, aber normal gebauter Zähne einsetzt.

Die dritte Art, *M. (Onkogrypha) Cullmanni* Spriestersbach, ist hoch und scharf gekielt. Außerdem liegt in der Mitte des vorderen Schalenteils eine besonders in der rechten Klappe kräftig heraustretende Diagonalrippe. Mit Rücksicht darauf habe ich die Art ursprünglich (Neue Versteinerungen usw. S. 484, Taf. 34, Fig. 1—3) zu *Grammysia* gestellt, bis ich bei mehreren nachträglich gefundenen doppelklappigen Stücken zu meiner größten Überraschung einen sehr starken Zahn in der rechten Klappe feststellen konnte. Die Art verhält sich also äußerlich zu den beiden anderen etwa wie *Grammysia* zu *Allerisma* und wird deshalb hier als Untergattung *Onkogrypha* den beiden anderen gegenübergestellt.

Besondere Erwähnung verdient noch die Lage des Ligaments. Bei allen mir vorliegenden Stücken von *M. (Onkogrypha) Cullmanni*

und ebenso bei dem hier abgebildeten Exemplar von *M. Dahmeri* liegt hinter dem Wirbel eine lange und tiefe Grube, beziehungsweise, da sie sämtlich als Steinkerne erhalten sind, eine der Grube entsprechende kräftige und breite Leiste, die in beiden Klappen in gleicher Weise entwickelt ist. Bei den doppelklappigen Stücken von *M. Cullmanni* ist diese Ausfüllung der Grube stets fest mit dem Abdruck verwachsen und bleibt bei der Herausnahme des Steinkerns in dem Hohlraum des Abdrucks zurück. Demnach war die Grube am Außenrand nicht ganz geschlossen, so daß bei der Einbettung Sand und Schlamm von außen eindringen konnten. Das Ligament lag also in einer langen, tief eingesenkten, aber nach außen nicht ganz geschlossenen Grube hinter dem Wirbel.

Megagrypha Dahmeri n. gen. n. sp.[1])

Taf. 12, Fig. 1

Schale groß, stark gewölbt, die höchste Wölbung in der Wirbelgegend. Der sehr große Wirbel liegt etwas vor der Mitte und ist weit über den Schloßrand vorragend eingerollt. Die äußerste Wirbelspitze ist schwach rückwärts gerichtet. Das Vorderende springt etwas über der halben Schalenhöhe, vom Unterrand bis zur Wirbelspitze gemessen, plötzlich in breitem Bogen vor. Unter- und Hinterrand sind an dem hier abgebildeten Steinkern stark beschädigt, so daß sich der Umriß nicht genau feststellen läßt. Er dürfte aber im wesentlichen derselbe gewesen sein wie bei den beiden anderen Arten, bei denen der Unterrand und der schräg nach vorn aufsteigende Hinterrand flach auswärts geschwungen sind und in sehr stumpf abgerundeter Ecke zusammenstoßen. Vom Wirbel aus zieht eine stumpf gerundete Kante in flachem Bogen zur Hinterecke hinab, hinter dem die Schale steiler abfällt. Der Wirbel ist (bei dem Steinkern) vorn und hinten durch eine Kante begrenzt, von denen die erstere bis in die Nähe des Unterrandes verläuft und ein vorderes Schalenfeld abtrennt. In der Mitte desselben liegt der runde, besonders nach oben kräftig eingesenkte Muskeleindruck. Der hintere Muskeleindruck und die Mantellinie sind nicht erhalten.

Der Schloßrand ist unter dem Wirbel sehr stumpf geknickt, die Schloßplatte sehr breit. Unter dem Wirbel, von diesem wie bei allen Arten der Gattung vollständig verdeckt, liegt der sehr kräftige, steil nach vorn aufstrebende, nach oben schmaler zulaufende Schloßzahn. Unmittelbar hinter seinem oberen Ende beginnt die Ausfüllung der langen und tiefen Ligamentgrube, die dem schwach konkaven hinteren Schloßrand folgt.

Da der Abdruck fehlt, läßt sich die Skulptur nicht feststellen, sie dürfte aber, besonders auf dem Vorderteil, aus kräftigen Anwachsrippen bestanden haben.

Beziehungen: Wie ich schon vorher erwähnt habe, ist unsere Art am nächsten mit *M. gigantea* SPRIESTERSBACH verwandt, die sich in

[1]) Siehe S. 385.

der Hauptsache dadurch unterscheidet, daß der hintere Schalenteil sehr steil abfällt. Zu erwähnen ist noch, daß sich bei dem mir von Herrn Dr. Dahmer freundlichst übersandten Material auch die Wirbelpartie einer rechten Klappe befindet, die ebenfalls den Ansatz eines sehr steilen hinteren Schalenteils zeigt, also noch näher mit *M. gigantea* verwandt ist.

Vorkommen: Steinbruch hinter dem Forsthaus Wingeshausen, Bl. Wittgenstein. Oberste Koblenzschichten.

Das abgebildete Stück gehört der Marburger Sammlung, vier Bruchstücke der Sammlung Dahmer-Höchst.

Megagrypha ? compacta n. gen. n. sp.

Taf. 13, Fig. 1

Unter Vorbehalt stelle ich eine linke Klappe aus den Remscheider Schichten von Marienheide hierher, die als Skulpturkern erhalten ist, so daß sich das Schloß leider nicht untersuchen läßt. Außerdem ist das Hinterende ungewöhnlich kurz abgestutzt. Der große Wirbel ragt aber so weit über den Schloßrand vor, daß ich keine andere Gattung kenne, bei der man das Stück unterbringen könnte. Nicht unerwähnt soll aber bleiben, daß es äußerlich eine gewisse Ähnlichkeit sowohl mit *Elymella incerta* Goldfuss (Beushausen, Lamellibranchier, S. 261) als auch mit *Rhenania tumida* Fuchs (11) besitzt. Der große, kräftig und selbständig aus dem Hauptschalenteil heraustretende Wirbel läßt aber m. E. eine Zurechnung zu diesen Gattungen nicht angängig erscheinen.

Schale mittelgroß, fast so hoch als breit. Wirbel etwas vor der Mitte gelegen, groß, weit über den Schloßrand vorragend und eingerollt. Vorderrand unter dem oberen Schalendrittel plötzlich vorspringend, nach schmaler Umbiegung schräg nach hinten zu dem kräftig geschwungenen Unterrand hinabsteigend. Dieser geht nach hinten in sehr breiter, fast halbkreisförmiger Rundung in den flach konvexen, sehr steil nach vorn aufsteigenden Hinterrand über. Hinter dem Wirbel fällt die Schale steiler ab, ohne daß es zur Ausbildung einer deutlichen Kante kommt.

Trotzdem das Stück als Skulpturkern erhalten ist, haben sich die Muskeleindrücke durchgedrückt, wie das vielfach bei großschaligen Gattungen mit tief eingesenkten Muskeleindrücken vorkommt. Der runde vordere Muskeleindruck ist dicht an den Rand des Vorderendes gerückt, der hintere liegt in der Mitte des steileren hinteren Schalenteils.

Die Skulptur besteht nur aus Anwachslinien, die in der Nähe des Unterrandes deutlicher heraustreten.

Beziehungen: Falls spätere Funde, wie ich annehme, dartun werden, daß die Art tatsächlich zu *Megagrypha* gehört, würde sie am nächsten mit *M. Dahmeri* verwandt sein. Sie ist im Umriß viel gedrungener und mehr gerundet als jene, was hauptsächlich durch die kürzere Abstutzung des Hinterendes und die stärkere Biegung des Unterrandes bedingt ist. Bei *M. Dahmeri* steigt außerdem die Schale

von vorn und hinten dachartig bis zum Buckel an, während hier die Oberseite des Hauptschalenteils fast wagerecht liegt, um dann nach vorn allmählicher, nach hinten steil abzufallen.

Vorkommen: Bahneinschnitt bei dem Bahnhof Marienheide, zusammen mit *Myalina bilsteinensis* F. ROEMER, *Dechenia gigantea* SPRIESTERSBACH, *Montanaria lata* DAHMER u. a. Remscheider Schichten.

Sammlung des Verfassers.

Dechenia gigantea SPRIESTERSBACH

Taf. 14, Fig. 1

1891 *Modiolopsis* n. sp. FRECH, Devonische Aviculiden, S. 151.
1894 *Modiomorpha praecedens* BEUSHAUSEN, KAYSER, Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*. Dies. Jahrb. f. 1894, S. 128, Taf. 4, Fig. 1.
1895 » » BEUSHAUSEN, Lamellibranchiaten des rheinischen Devons, S. 25, Taf. 3, Fig. 4.
1909 » *gigantea* SPRIESTERSBACH, Fauna der Remscheider Schichten, S. 22.
1915 *Dechenia gigantea* SPRIESTERSBACH, Neue oder wenig bekannte Versteinerungen usw., S. 75.
1916 *Modiomorpha* (*Dechenia*) *gigantea* VIËTOR, Der Koblenzquarzit usw. Dies. Jahrb. f. 1916, S. 392.

Die Art ist von Marienheide im Oberbergischen bis hinüber zum östlichen Sauerland (Bilstein) Leitfossil der höheren Lagen der Remscheider bezw. Oberkoblenzschichten. Obgleich sie durch die Arbeiten von KAYSER und BEUSHAUSEN seit langem bekannt ist, fehlt bis jetzt eine gute Abbildung derselben. Ich lasse deshalb eine unverdrückte Einzelklappe von Marienheide hier abbilden, um vor allen Dingen den Umriß festzulegen, auf den es hier, wie bei allen zahnlosen, wenig skulptierten Lamellibranchiern, hauptsächlich ankommt. Doppelklappige Stücke sind, was auch die Abbildungen bei KAYSER und BEUSHAUSEN zeigen, niemals so erhalten, daß sich ein genaues Bild des Umrisses ergibt.

VIËTOR bezeichnet die Art in seiner Monographie des Koblenzquarzits (32) als *Modiomorpha (Dechenia) gigantea* SPR. Nach den Regeln der Nomenklatur würde damit *Dechenia* zu einer Untergattung von *Modiomorpha* herabsinken. So lange aber nicht jemand nachweist, daß die Stücke von Bilstein, Niedergenkel usw. Schloßzähne besitzen, was ihm schwerlich gelingen dürfte, können sie nicht — auch nicht als Untergattung — zu *Modiomorpha* gestellt werden. Kommt aber im Koblenzquarzit von Berlé eine *Dechenia* ähnliche Muschel mit Zähnen vor, so ist es eben keine *Dechenia*. So mangelhaft begründet ist weder *Modiomorpha* noch *Dechenia*.

Eine andere Frage wäre allerdings die, ob nicht *Dechenia* und *Modiomorpha* miteinander verwandt bezw. aus derselben Wurzel entsprossen sind, und ob deshalb nicht auch *Dechenia* zu den Modiolopsiden zu stellen ist. Dabei steht *Modiomorpha* mit ihrem stark gebogenen Schloßrand und der vorn und hinten abgerundeten Schale dem Typus der Familie jedenfalls näher als *Dechenia*, bei der der Wirbel stets weiter vom Vorderende abgerückt, der Schloßrand mehr gestreckt und der obere Teil des Hinterendes schon fast zu einem Flügel zusammengepreßt und abgesetzt ist.

Orthonota? minima n. sp.

Taf. 14, Fig. 2, 3

Die Zurechnung der Art, von der mir drei gut erhaltene linke Klappen vorliegen, zu *Orthonota* geschieht nur unter Vorbehalt; denn die Ausbildung des Hinterendes und die wulstige Skulptur besitzen nur wenig Übereinstimmung mit dem normalen Typus der Gattung. Ich kenne aber vorläufig keine andere, zu der sie mit größerer Berechtigung gestellt werden könnte.

Schale sehr klein, stark gewölbt, ungefähr doppelt so breit als hoch. Schloß- und Unterrand parallel. Der Vorderrand bildet mit dem sehr langen und geraden Schloßrand eine deutliche stumpfwinklige Ecke und steigt dann, flach auswärts geschwungen, senkrecht zum Unterrand hinab, in den er in gleicher Rundung übergeht. Unterrand lang, kaum merklich nach außen gebogen. Hinterrand unmittelbar über der scharfen Hinterecke kräftig eingezogen und dann, der mittleren Aufwölbung des hinteren Schalenteils folgend, auswärts gebogen, im ganzen aber fast senkrecht aufsteigend. An seinem oberen Ende geht er in kurzer Rundung in den Schloßrand über. Wirbel vor die Mitte gerückt, breit über den Schloßrand eingebogen. Von seinem Hinterrande aus verläuft eine scharfe Kante in flachem Bogen zur Hinterecke hinab. Hinter ihr ist die Schale kräftig ausgekehlt und wölbt sich dann ungefähr in der Mitte des hinteren Schalenteils wieder zu einem zweiten, gerundeten und mehr breiten als hohen Kiel auf, über dem die Schale dann rasch zum Schloßrand umbiegt.

Das Schloß ist zahnlos. Muskeleindrücke und Mantellinie sind nicht erhalten.

Die Skulptur besteht aus feinen Anwachslinien, die hier und da zu groben Wülsten verstärkt sind. Die letzteren gehen nicht über den Kiel hinaus, treten dann aber auf dem hinteren Schalenteil noch einmal in stark abgeschwächter Form auf.

Vorkommen: Selbecke, Brachthausen.

Phthonia soleniformis n. sp.

Taf. 14, Fig. 4, 5

Schale klein, sehr stark querverlängert, mit fast parallelem Schloß und Unterrand. Wirbel am oberen Vorderende gelegen, sehr klein, niedergedrückt und nicht vorragend. Schloßrand unter dem Wirbel schwach geknickt, nach vorn unmittelbar in den schmal halbkreisförmigen Vorderrand übergehend, nach hinten langgestreckt, sehr schwach konvex, im hinteren Teil etwas rascher absteigend. Hinterende schräg abgesetzt, oben sehr stumpf gewinkelt, unten gerundet. Unterrand im mittleren Teil fast gerade, vorn und hinten etwas ansteigend. Die ganze Schale ist sehr flach gewölbt und fällt nur nach dem hinteren Schloßrand zu etwas rascher ab.

Der vordere Muskeleindruck ist hoch hinauf dicht vor den Wirbel gerückt. Er ist sehr klein, rundlich, nach hinten durch eine wenig deutliche Schwiele etwas schärfer markiert. Hinterer Muskeleindruck

und Mantellinie sind trotz der guten Erhaltung der Steinkerne nicht zu beobachten, sie waren also sehr schwach.

Die Schloßplatte ist sehr schmal, Schloßzähne sind nicht vorhanden.

Die Skulptur besteht aus zarten Anwachslinien, die von noch feineren, mit dem bloßen Auge kaum wahrnehmbaren, dicht gedrängten Radiallinien gekreuzt werden.

Vorkommen: Die beiden abgebildeten Stücke stammen aus den Sphärosideritschiefern von Selbecke, ein weiteres von der Solinger Talsperre.

Phthonia robustella n. sp.

Taf. 14, Fig. 6

Von dieser Art liegt außer dem abgebildeten guten Abdruck nur ein unvollständiger Steinkern mit Abdruck vor. Trotzdem halte ich ihre Beschreibung für angebracht; denn sie läßt sich auch äußerlich leicht von der vorher beschriebenen unterscheiden, und es ist von Wert, wenn von derart seltenen und wenig bekannten Gattungen möglichst viel Material bekannt wird.

Schale klein, ungefähr zweieinhalbmal so breit als hoch, gedrungener und stärker gewölbt als bei der vorigen Art. Schloß- und Unterrand parallel. Wirbel sehr weit nach vorn gerückt, klein, niedergedrückt, etwas vorragend. Vorderende breit, stumpf abgesetzt. Vorderrand vom Schloßrand aus steil absteigend, nach hinten in breitem Bogen in den hinten etwas ansteigenden, sonst geraden Unterrand übergehend. Hinterrand flach konvex, sehr schräg nach unten ziehend und mit dem Unterrand eine sehr breit gerundete Ecke bildend. Vom Wirbel aus zieht ein allmählich breiter werdender Buckel schräg nach unten, hinter dem die Schale steiler abfällt.

Muskeleindrücke wie bei der vorigen Art.

Die Skulptur besteht auf dem vorderen Schalenteil nur aus feinen, hier und da gebündelten Anwachslinien. Ungefähr vom zweiten Schalendrittel ab werden diese von sehr feinen und dichtgedrängten (ca. 6 auf 1 mm!) Radialrippen gekreuzt, die nur mit der Lupe wahrzunehmen sind.

Beziehungen: Von der vorher beschriebenen Art unterscheidet sich die vorliegende durch die viel kürzere und gedrungenere Gestalt und die stärkere Wölbung.

Vorkommen: Selbecke.

Prothyris plicata n. sp.

Taf. 14, Fig. 7

Schale klein, stark querverlängert, ungefähr dreieinhalbmal so breit als hoch. Schloß- und Unterrand sehr lang, gerade, einander parallel. Hinterrand ebenfalls gerade, in einem Winkel von ungefähr 45° absteigend, mit dem Schloßrand eine deutliche, etwas abgerundete Ecke bildend, unten in schmalem Halbkreis in den Unterrand übergehend. Vom Wirbel aus zieht die für *Prothyris* bezeichnende Rinne schräg nach vorn hinab und trifft den Vorderrand in der Mitte, der

dadurch an dieser Stelle scharf eingekerbt wird. Vor der Rinne wölbt sich das kleine Öhrchen kräftig auf. An ihrem Hinterrand ist sie von einer schwach nach innen gebogenen, kräftigen Falte begleitet, die ebenfalls in der Nähe des Wirbels beginnt und bis zum Rande hinabzieht. In der Mitte des steiler abfallenden, aber nicht flügelartig zusammengepreßten hinteren Schalenteils liegt eine auch auf dem Steinkern angedeutete, sehr schwache Rippe, die nach hinten verhältnismäßig breit wird.

Schloßplatte lang, linear, zahnlos. Der vordere Muskeleindruck ist hoch hinauf dicht vor den Wirbel gerückt, der hintere Muskeleindruck und die Mantellinie sind nicht erhalten.

Die Skulptur besteht aus sehr feinen, hier und da bündelförmig werdenden Anwachslinien, die auf dem Hinterteil der Schalenverlängerung entsprechend weiter auseinanderrücken.

Prothyris-Arten sind in unserem rheinischen Devon, wie im Devon überhaupt, recht seltene Gäste und deshalb auch bisher nur recht ungenau bekannt. Die älteste bis jetzt bekannte Art dürfte *Pr. carinata* Kegel (19) aus dem Taunusquarzit sein. In Bezug auf den Bau des Vorderendes ist sie zugleich auch die primitivste Form. Sie besitzt zwar die vom Wirbel herabziehende charakteristische Rinne, im übrigen aber erinnert das Vorderende im Umriß durchaus an *Orthonota* und andere verwandte Gattungen. Ein verkleinertes, gewissermaßen als selbständiges Gebilde dem Hauptschalenteil vorgelagertes Pseudoöhrchen ist also noch nicht entwickelt, und man würde die Art ohne Kenntnis der Rinne unbedenklich zu *Orthonota* stellen. Ich möchte deshalb *Pr. carinata* geradezu als die Urform der Gattung auffassen, bei der sich die Abtrennung von einer *orthonota*-ähnlichen Stammform durch die Ausbildung der Rinne vollzogen hat. Die Weiterentwicklung ging dann so vor sich, daß sich der vor der Rinne gelegene Teil allmählich zu dem Öhrchen verkleinerte. In diesem Stadium befinden sich die von Hall beschriebenen *Pr. planulata* und *alata*. Ob *Pr. exuta* Hall überhaupt hierher gehört, oder ob sie, was Kegel annimmt, in die Nähe von *Pr. carinata* gehört, also in dem primitiven Stadium steckengeblieben ist, läßt sich bei der mangelhaften Erhaltung des Urstückes nicht mit Sicherheit feststellen. Daß *Pr. lanceolata* Hall nicht zu dieser Gattung gehört, habe ich schon an anderer Stelle ausgeführt (30). Die hier besprochenen beiden neuen Arten bilden den am weitesten fortgeschrittenen Typus, da hier ein neues Merkmal hinzutritt, die Falte hinter der Rinne. Ob es sich bei ihrer Ausbildung nur um eine Verstärkung des Vorderendes handelt, die zweifellos sehr nötig war, oder ob durch den hierbei entstehenden Hohlraum Platz für die bei der Abschnürung durch die Rinne beengten Organe geschaffen werden sollte, wird sich kaum feststellen lassen. Von großem Interesse aber würde es sein, wenn sich an leider bis jetzt noch nicht bekannten Formen aus den Unterkoblenzschichten die allmähliche Umwandlung der von *Pr. carinata* zu *Pr. plicata* hinüberführenden Reihe nachweisen ließe.

Beziehungen: Die nachstehend beschriebene, aus den gleichaltri-

gen Schichten des östlichen Sauerlandes stammende *Pr. angulata* unterscheidet sich von unserer Art ohne weiteres durch den winklig geknickten Hinterrand.

Vorkommen: Bahnhof Marienheide, Bl. Gummersbach. Sammlung des Verfassers.

Prothyris angulata n. sp.

Taf. 14, Fig. 8

Schale flach, stark querverlängert. Schloß und Unterrand gerade, einander parallel. Wirbel am oberen Vorderende, klein, niedergedrückt, kaum vorragend. Der Hinterrand ist ungefähr in der Mitte stumpfwinklig geknickt, die untere Hälfte steigt von der stumpfgerundeten Unterecke sehr steil nach hinten auf, die obere strebt schräger nach vorn auf den hinteren Schloßrand zu, mit dem sie eine scharfe Ecke bildet. Vom Wirbel aus verläuft ein flacher, abgerundeter Kiel nach der Mitte des Hinterrandes, hinter dem die Schale stärker zusammengepreßt ist. Auf der Mitte des hinteren Schalenteils liegt eine schmale Falte, die auch auf dem Steinkern gut zu beobachten ist.

Die *Prothyris*-Rinne verläuft vom Wirbel aus sehr steil nach unten auf das Vorderende des Unterrandes zu, ohne aber, wie es bei den übrigen Arten die Regel ist, den Rand einzuziehen. Die Kerbe liegt vielmehr wie bei den anderen Arten ungefähr in der Mitte des Vorderrandes und fällt mit dem unteren Ende des Öhrchens zusammen. Die Falte hinter der Rinne erreicht im Gegensatz zu der vorher beschriebenen Art den Unterrand nicht. Diese bei den verschiedenen Arten ganz auffällig uneinheitliche Ausbildung der typischen Gattungsmerkmale zeigt m. E. ganz besonders deutlich, daß es sich bei der ganzen Formenreihe um eine noch nicht abgeschlossene, gleichsam hin und her tastende Entwicklung handelt, deren Endergebnis leider vorläufig noch nicht bekannt ist.

Die Schloßplatte ist sehr schmal, das Schloß wahrscheinlich zahnlos. Der vordere Muskeleindruck ist an den Wirbel hinaufgerückt und durch eine Rinne in der Mitte geteilt.

Die Skulptur besteht nur aus ziemlich scharfen Anwachslinien. Sie legen sich parallel mit dem Unterrand dicht aneinander, machen am Hinterende die Knickung des Hinterrandes mit und schieben sich hier um das Doppelte, zuletzt sogar um das Dreifache auseinander. Diese Doppelknickung der Anwachslinien täuscht einen zweiten, vom Wirbel zur unteren Hinterecke verlaufenden Kiel vor, der aber in Wirklichkeit nicht vorhanden ist.

Die Art ist an der ganz ungewöhnlichen Lage des Kieles, der nicht wie bei der sonst ähnlich gebauten *Pr. planulata* HALL auf die untere Hinterecke, sondern auf die Mitte des Hinterrandes zuläuft, leicht wiederzuerkennen.

Vorkommen: Selbecke.

Elymella elliptica n. sp.

Taf. 14, Fig 9

Von dieser sehr kleinen Form liegt nur der Steinkern einer rechten Klappe vor. Die Schale ist flach gewölbt und fällt gleichmäßig nach allen Seiten ab ohne Andeutung irgendeiner Depression. Der Umriß bildet eine fast regelmäßige Ellipse, deren Durchmesser sich wie 3 : 2 verhalten. Der kleine, niedergedrückte Wirbel ist weit nach vorn gerückt und ragt kaum über den Schloßrand vor. Muskeleindrücke und Mantellinie sind nicht erhalten. Das Schloß ist zahnlos.

Sehr wahrscheinlich gehört auch die von Fuchs (Mollusken usw., Taf. 5, Fig. 4) abgebildete linke Klappe aus dem Koblenzquarzit des Bienhorntals bei Ehrenbreitstein hierher.

Vorkommen: Selbecke.

Pleurotomaria Kleini Beushausen

1884 *Pleurotomaria Kleini* Beushausen, Beiträge Oberharz. Spiriferensandstein. Abh. z. Geol. Spezialk. v. Preußen, VI, S. 48, Taf. 1, Fig. 10.

1912 » » Fuchs, Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden usw. Dies. Jahrb. f. 1912, Bd. 32, S. 76, Taf. 8, Fig. 2.

Von dieser Art haben sich in der Gegend von Marienheide mehrere Stücke gefunden. Sie stehen denen vom Rammelsberg im Harz kaum an Größe nach, sind aber auch ebenso flach zusammengedrückt, so daß die ursprüngliche Gestalt kaum genau festzustellen ist. In dem Bahneinschnitt am Bahnhof Marienheide kommen nun in einer stark kalkigen Bank zahlreiche mittelgroße Gehäuse einer Schnecke vor, die anscheinend ebenfalls zu der Art gehören, glücklicherweise aber weniger stark verdrückt sind.

Das Gehäuse ist niedrig kegelförmig, der Spitzenwinkel beträgt ca. 100°, gegenüber 65—70° bei der verwandten *Pl. giengelsbergensis* Dahmer. Außen- und Unterseite der Umgänge sind flach konvex und stoßen in einer wohlausgeprägten, stumpfgerundeten Kante zusammen. Der nach Beushausen in der Nähe der Mündung auftretende Außenkiel ist also noch nicht entwickelt. Der Durchschnitt der einzelnen Windung ist elliptisch. Die flache Basis ist stark genabelt, die Nabelöffnung beträgt ungefähr ein Drittel des Durchmessers der Basalfläche.

Pleurotomaria tricincta A. Roemer

Taf. 16, Fig. 6, 7

1916 *Pleurotomaria tricincta* Dahmer, Oberharzer Kahlebergsandstein I. Dies. Jahrb. f. 1916, S. 458, Taf. 36, Fig. 2—5. (Daselbst die ältere Literatur.)

Während die Zeichnungen für diese und die folgende Art in Berlin angefertigt wurden, erschien die Arbeit Dahmers, in der beide eingehend beschrieben sind. Hinzufügen kann ich noch einige Angaben über die Ausbildung der Basalfläche. Auf ihr liegen 2 Spiralrippen, eine am Rande des Nabels, die andere, die auch von Dahmer erwähnt wird, in der Nähe des Außenrandes. Letztere ist bei einem jungen Exemplar mit Knötchen besetzt, bei einem zweiten, mittel-

großen, ist sie einfach, und bei dem größeren hier abgebildeten Stück fehlt sie ganz. Sie scheint also im Alter obsolet zu werden. Der Nabel ist bis auf eine schmale Ritze von der ohrförmig umgeschlagenen Innenlippe verdeckt.

Vorkommen: An fast allen Fundorten des Sphärosideritschiefergebietes nicht selten. Weiter westlich fehlt sie.

Pleurotomaria findespinosa DAHMER

Taf. 16, Fig. 10

1916 *Pleurotomaria findespinosa* DAHMER. Wie vorige Art.

Im Gegensatz zu der vorstehend besprochenen Art ist diese sehr selten. Es liegt nur der eine, hier abgebildete Abdruck von Würdinghausen vor. Im Harz ist sie nach den Angaben DAHMERs in den gleichaltrigen Giengelsberger Schichten häufig.

Vorkommen: Selbecke.

Straparollus millecostatus n. sp.

Taf. 17, Fig. 1

Gehäuse klein, niedrig kegelförmig, mit drei rasch an Größe zunehmenden Windungen. Der Spitzenwinkel beträgt 115°. Die Außenseite jedes Umgangs ist etwas rascher gerundet als Ober- und Unterseite, der Querschnitt ist dementsprechend breit elliptisch, der Kreisform genähert. Die Umgänge legen sich etwas unter der Mitte aneinander, die Naht ist infolgedessen scharf eingeschnitten. Der Nabel ist tief, aber verhältnismäßig eng, die Mündung nicht erhalten.

Die Skulptur wird erst unter einer scharfen Lupe sichtbar. Sie besteht aus ungemein zahlreichen und feinen, dicht aneinander gerückten, unregelmäßig welligen Anwachsrippchen, von denen ca. 15 auf 1 mm Schalenlänge liegen. Sie vermehren sich von der Basis her durch Teilung, fließen aber an der Außenseite nicht selten wieder ineinander und lösen sich hier, besonders in der Nähe der Mündung, zum Teil in verwaschene, schlierige Tuberkeln auf. Ihr Verlauf ist also nicht ganz regelmäßig.

Beziehungen: DAHMER hat aus den gleichaltrigen Giengelsbergschichten des Harzes einen kleinen *Str. Kirchneri* beschrieben (Kahlebergsandstein II, S. 229, Taf. 15, Fig. 16). Dieser ist jedoch höher getürmt, und das Gehäuse nimmt bei einem Spitzenwinkel von nur 95° weniger rasch an Breite zu. Außerdem ist die Art nach den Angaben DAHMERs weit genabelt. Was die äußere Form anbetrifft, steht anscheinend *Str. Wachtbergi* KIRCHNER (Verh. des naturh. Vereins für Rheinland usw. 1915, S. 212, Taf. II, Fig. 3) unserer Art näher.

Vorkommen: Selbecke.

Eunema venusta n. sp.

Taf. 16, Fig. 9

Gehäuse klein, spitz kreiselförmig, mit 4—5 Windungen. Höhe vom Unterrand der Mündung bis zur Spitze 16 mm, Durchmesser des letzten Umgangs 12 mm bei einer Höhe von 10 mm.

Ungefähr in der Mitte des letzten Umgangs, da wo die Wölbung am weitesten heraustritt, liegen 2 fast gleichstarke, scharfe Spiralrippen, die durch eine flachgerundete Hohlkehle getrennt sind. Letztere hat viel Ähnlichkeit mit dem Schlitzband von *Pleurotomaria,* doch läßt der Verlauf der Anwachslinien erkennen, daß ein solches nicht vorhanden war. Auf dem Oberteil des Umgangs liegt eine dritte, ebenfalls zugeschärfte und nur wenig schwächere Rippe in der Nähe der Nahtlinie. Die schwach konvexe Basalfläche trägt 4 ähnliche, nur etwas schwächere Spiralrippen, die in gleichen Abständen über die Fläche verteilt sind, im ganzen aber etwas dichter beieinander liegen als die zuerst genannten Hauptrippen. Das Wachstum vollzieht sich derart, daß die nächste Windung jedesmal die vorhergehende bis zur First der unteren Hauptrippe umfaßt und bedeckt. Nahtlinie und First fallen also genau zusammen.

Die zahlreichen sehr feinen Anwachslinien verlaufen in gerader Linie schräg rückwärts und setzen in derselben Weise auch über die Spiralrippen hinweg. Auf dem letzten Umgang treten einzelne derselben in fast gleichen Abständen etwas stärker heraus, während sie bei den vorhergehenden zu schwachen Querbündeln zusammengepackt sind.

Der innere Rand der Mündung ist schmal zugeschärft. Neben ihm liegt eine schwach vertiefte, kurze und schmale Nabelrinne. Der Außenrand ist nicht erhalten.

Beziehungen: Die Art ist am nächsten mit *Turbo iniquilineatus* Sandberger (Rhein. Schichtensystem usw. S. 217, Taf. 25, Fig. 13) verwandt. In der Berippung besteht anscheinend recht weitgehende Übereinstimmung, größere und durchgreifende Unterschiede weist dagegen der Bau des Gehäuses selbst auf. Dieses ist »konisch mit treppenförmigen Absätzen. Die sechs mehrfach gekielten Umgänge sind zwischen der Sutur und dem ersten Kiel etwas abgeplattet, im übrigen konvex«. Der Übergang der einzelnen Windungen ineinander vollzieht sich also nicht wie bei unserer Art in fast ununterbrochener Linie, sondern die Naht ist, was auch aus der Zeichnung deutlich hervorgeht, scharfwinklig eingeschnitten, so daß jeder Umgang für sich mehr selbständig in kräftiger Wölbung heraustritt.

Vorkommen: Landstraße östlich Herrentrop.

Turbonitella cf. **piligera** Sandberger

Taf. 16, Fig. 8

Es liegen mehrere Stücke aus den Sphärosideritschiefern und eins von Wipperfließ bei Marienheide vor. Sie sind durchweg schlecht erhalten, so daß eine sichere Bestimmung nicht möglich ist. Der Abdruck des am besten erhaltenen, hier abgebildeten Stückes ist glatt; alle übrigen Einzelheiten ergeben sich aus der Abbildung.

Vorkommen: Selbecke, Wipperfließ.

Aemaea? parvula n. sp. [1])

Taf. 16, Fig. 11

Schale sehr klein, niedrig, schief, konisch. Umriß elliptisch, die beiden Achsen 7 und 5 mm lang bei einer Höhe von 2 mm. Wirbel spitz, in die Nähe des Randes gerückt, etwas nach hinten überhängend.

Die Skulptur besteht aus sehr feinen, hier und da etwas gebündelten Anwachslinien.

Vorkommen: Kieselgallenschiefer von Züschen, Bl. Hallenberg. Auf demselben Handstück liegt eines von den eingangs besprochenen Kopfschildern von *Cyphaspis* aff. *hydrocephala* A. ROEMER.

Bellerophon (Salpingostoma) macrostomoides SANDBERGER

Taf. 17, Fig. 3

Bellerophon macrostoma F. A. ROEMER, SANDBERGER, Rhein. Schichtensystem, S. 182, Taf. 22, Fig. 8.

» *macrostomoides* SANDBERGER, Unterdevon 1899, S. 52.

Gehäuse mittelgroß. Windungen ungefähr doppelt so breit als hoch, auf dem Rücken halbkreisförmig gerundet, nach vorn rasch, aber ohne deutliche Grenze in die trompetenartig erweiterte Mündung übergehend. Diese schiebt sich nach hinten in Form eines flachen Tellers einige Millimeter über das Gewinde hinaus vor, wobei der Teller berührt wird. Eine Einfaltung desselben wie bei der nachstehend beschriebenen Art findet nicht statt.

Auf dem Rücken des Umgangs liegt ein mäßig breites Schlitzband, das auch auf dem Steinkern stets deutlich zu beobachten ist und hier zuweilen sogar etwas erhaben heraustritt. Zu beiden Seiten desselben liegen auf Steinkern und Abdruck je 8 sehr feine, nach der Mündung zu breit ausstrahlende Spiralrippchen, die eigentlich nur durch die zwischen ihnen liegenden breiten Depressionen als solche in Erscheinung treten und mit dem bloßen Auge kaum wahrzunehmen sind. Quer über sie hinweg laufen zahlreiche, sehr feine Anwachslinien im Bogen auf das Schlitzband zu, in dessen Mitte sie unter einem Winkel von ungefähr 90° zusammenstoßen. Die Spiralskulptur wird von SANDBERGER nicht erwähnt, sie ist aber bei seiner Abbildung auf der linken Seite des Steinkerns deutlich zu sehen. Die Stücke stimmen also auch in dieser Hinsicht gut überein.

Beziehungen: Von der nahe verwandten *S. macrostoma* F. A. ROEMER ist leider die Skulptur nicht bekannt. Soweit sich aber nach der Zeichnung ROEMERs urteilen läßt, tritt bei ihr das Gewinde viel höher heraus und ist in ziemlicher Höhe über dem Teller eingerollt, berührt den letzteren also nicht. Bei der nachstehend beschriebenen Art, die der äußeren Form nach ebenfalls hierhin gehört, ist das Gewinde ganz niedergedrückt und in den Teller eingefaltet. Von *S. macrostomoides* unterscheidet sie sich außerdem durch die viel reichere Spiralskulptur.

Bei einer weiter abseits stehenden Gruppe, zu der *B. Goslariensis*

[1]) Siehe S. 385.

F. A. Roemer und *B. (?) hians* Drevermann gehören, geht das Gewinde nicht allmählich in die tellerförmige Mündung über, sondern ist scharf gegen dieselbe abgesetzt, so daß beide im Profil scharfwinklig, bei dem letzteren sogar im spitzen Winkel, zusammenstoßen. Bei einer späteren Bearbeitung der Gastropoden wird es nötig sein, diese Gruppe von den vorher erwähnten Formen abzutrennen.

Vorkommen: Selbecke und Herrentrop.

Bellerophon (Salpingostoma) subtilistriatus n. sp.

Taf. 17, Fig. 4

Das im Querschnitt flach nierenförmige Gewinde nimmt nach vorn ziemlich rasch an Breite zu und erweitert sich dann plötzlich trompetenartig. Dabei geht der Rückenteil ohne Einknickung ganz allmählich in die erweiterte Mündung über, während sich die Gegenseite flach tellerförmig über das Gewinde hinaus nach hinten vorschiebt. Letzteres ist dabei etwas in den Teller eingesenkt, der infolgedessen an dieser Stelle eine bis an den Außenrand reichende kräftige, im Grunde flach gerundete Depression aufweist. Bei dem Wachsabdruck der Innenseite der Mündung macht sich diese Depression als ein entsprechend gestalteter, flach gerundeter Wulst bemerkbar, der mit unregelmäßig verstreuten Knötchen besetzt ist. Der Außenrand der Mündung mit dem Schlitz ist bei keinem Exemplar vollständig erhalten, er war aber anscheinend ziemlich breit und fast rechtwinklig eingeschnitten. Ein Schlitzband war nicht vorhanden.

Die Skulptur besteht aus sehr zahlreichen und feinen, nur in der Nähe der Mündung mit bloßem Auge bemerkbaren Spirallinien I. Ordnung, zwischen die sich je 1—2 schwächere Linien II. Ordnung einschieben. Bei dem einen Exemplar sind die Spirallinien in der Nähe des Randes etwas unregelmäßig gewellt. Quer über das Gewinde laufen zarte Anwachsrippchen, die ungefähr 1 mm voneinander entfernt sind und auf dem Rücken unter einem Winkel von ca. 135° zusammenstoßen. Zwischen ihnen liegen zahlreiche, mit der Lupe kaum sichtbare Anwachslinien. Da, wo das Gewinde sich zur Mündung zu erweitern beginnt, verschwinden die Querrippchen, und es bleiben nur die hier und da etwas verstärkten Anwachslinien übrig, die nach dem Rande hin in immer flacherem Winkel zusammenstoßen.

Die Beziehungen der vorliegenden Art zu *S. macrostomoides* Sandberger und *S. macrostoma* F. A. Roemer sind vorher bei der Besprechung der ersteren hervorgehoben.

Vorkommen: Selbecke und Herrentrop.

Bellerophon (Bucaniella) dorsocavus n. sp.

Taf. 17, Fig. 2

Schale klein, mit einem Durchmesser von 10 mm und einer größten Breite von 8 mm, durch zwei deutliche, flachgerundete Spiralfurchen dreigeteilt; Mittellobus ungefähr doppelt so breit als jeder der Seitenloben. Von der Nabelseite aus gesehen liegen die Spiralfurchen in halber Höhe des Umganges, der Mittellobus ragt

also ungefähr um die Höhe der Seitenloben über diese heraus. Die Seitenflächen der letzteren fallen senkrecht zum Nabel ab, die des Mittelteils etwas schräger zu den Seitenloben hin. Das Schlitzband ist breit und auf dem Grunde abgeflacht. Seitlich wird es von je einer merklich über das Schalenprofil heraustretenden kräftigen Rippe begleitet. Die Nabelöffnung ist bei keinem der vorliegenden Abdrücke ganz erhalten. Bei dem hier Fig. 2c, d abgebildeten Rest läßt sich aber feststellen, daß der Nabelrand nach außen umgeschlagen war und als scharfe Spiralrippe heraustrat.

Bei dem Steinkern ist die Außenfläche des Mittellobus eben, die Schlitzbandsenke fehlt also. Im übrigen entspricht seine Gestalt völlig der des Abdrucks.

Die Skulptur besteht aus zahlreichen sehr feinen und gleichmäßigen Spirallinien, die sich durch Einschiebung vermehren. Sie werden in gleichen Abständen von fast ebenso starken Anwachslinien gekreuzt und dadurch in ungemein zierliche Perlenreihen aufgelöst. Die Anwachslinien sind auf dem Schlitzrand schwach rückwärts geschwungen und biegen dann nach dem Überschreiten der Grenzrippen auf den schrägen Seitenflächen des Mittellobus in nicht ganz regelmäßigem Verlauf etwas stärker nach vorn um. Auf dem Rücken der Seitenloben wenden sie sich dann wieder in schmaler Rundung nach hinten und verlaufen von hier an in flach rückwärts geschwungenem Bogen auf den Nabelsaumrand zu. Die Nabelfläche ist glatt.

Ich kenne keine Art, mit der man die vorliegende vergleichen könnte.

Vorkommen: In den Sphärosideritschiefern von Selbecke und Herrentrop.

Conularia montana n. sp.

Taf. 17, Fig. 6

Das Gehäuse bildet eine verhältnismäßig niedrige Pyramide, da die Seiten in flach konvexem Bogen rasch nach der Spitze hin zusammenlaufen. Auf jeder Seitenfläche liegt eine sehr feine, nur mit der Lupe sichtbare vertiefte Medianlinie.

Quer über die Seiten ziehen in schmalen, aber ziemlich ungleichen Abständen zahlreiche zugeschärfte Rippen, von denen ungefähr 20 auf 1 cm Schalenlänge liegen. Sie steigen von den Ecken her in einem etwas unregelmäßigen flachen Bogen bis zur Medianlinie an und fallen nach der anderen Seite ebenso wieder ab. Am Unterrand der breit und kräftig ausgetieften Zwischenräume liegen in gleichmäßigen Abständen schwache, nur mit der Lupe erkennbare Knötchen, die jedoch die Schneide der Rippen nicht erreichen. Letztere sind also nicht crenuliert.

Beziehungen: Die am nächsten verwandte Art scheint *C. acuta* F. A. Roemer, Harzgebirge, 1843, S. 36, Taf. 10, Fig. 12, 13 zu sein, besonders was die Ausbildung der Rippen anbetrifft. Nach der Beschreibung Roemers sind die Seiten dicht von feinen Falten bedeckt,

welche schwach nach unten gebogen, undeutlich gekörnt, nicht gleich stark sind und in der Mitte eine erhabene! Längslinie durchschneiden. Nach der Zeichnung ist die letztere recht breit, und die Falten steigen wie bei unserer Art im Bogen von der Ecke her an, senken sich dann aber wieder zur Medianlinie hin; sie bilden also im Gegensatz zu unserer Art einen Doppelbogen. Außerdem ist nach den Angaben Roemers das Gehäuse lang pyramidal, die Unterschiede sind demnach doch recht erheblich.

Vorkommen: Bahneinschnitt am Kellershammer im Eschbachtal bei Remscheid.

Nur das abgebildete Stück in der Sammlung des Verfassers.

Douvillinella n. subg.

Als Untergattung *Douvillinella* werden im folgenden die *Douvillina*-Arten mit umgekehrter Schalenwölbung zusammengefaßt, bei denen die Ventralklappe konkav und die Dorsalklappe konvex ist. Die neue Untergattung steht also in demselben Verhältnis zu *Douvillina* Oehlert, wie *Strophonella* Hall zu *Stropheodonta* Hall, und man kann deshalb zur leichteren Orientierung folgendes Verwandtschaftsbild aufstellen:

Genus Stropheodonta Hall

I. Dorsalschale ohne Stützplatten.
Ventralschale konvex — Dorsalschale konkav
Stropheodonta s. str.
Ventralschale konkav — Dorsalschale konvex
subg. *Strophonella* Hall.

II. Dorsalschale mit Stützplatten.
Ventralschale konvex — Dorsalschale konkav
subg. *Douvillina* Oehlert.
Ventralschale konkav — Dorsalschale konvex
n. subg. *Douvillinella*.

Stropheodonta (Douvillinella) filifer W. E. Schmidt

Taf. 16, Fig. 1—5

1912 *Douvillina filifer* W. E. Schmidt, *Cultrijugatus*-Zone und Unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Dies. Jahrb. f. 1912, Bd. 33, S. 313, Taf. 23, Fig. 1—6.

Die Hauptmerkmale der Art hat Schmidt so eingehend beschrieben, daß ich nur auf seine Ausführungen zu verweisen brauche. Hinzufügen kann ich vor allen Dingen die Beschreibung des Muskelapparates der Dorsalklappe. Dicht hinter dem doppelköpfigen, den Schloßrand nicht überschreitenden Schloßfortsatz beginnen die beiden Eindrücke der großen hinteren Adduktoren. Sie sind tief eingesenkt und erstrecken sich nach vorn fast bis zur Schalenmitte. Ihr Umriß ist bis auf das zugespitzte Vorderende halbkreisförmig, die Oberfläche glatt. Zwischen ihnen liegt, etwas nach vorn gerückt, ein zweites Paar sehr kleiner, aber scharf eingeschnittener Muskeleindrücke, die auf dem Steinkern als wohlausgeprägtes Herz deutlich

heraustreten und zweifellos als vordere Adduktoren anzusprechen sind. Das anfangs sehr breite und niedrige Septum wird vor dem Herz fadenförmig schmal und reicht nach vorn bis über die Schalenmitte hinaus. Zu beiden Seiten desselben, die großen Muskeleindrücke fast in ihrer ganzen Erstreckung nach innen begrenzend, liegt je eine Stützplatte. Sie sind anfangs mehr breit als hoch, erheben sich dann plötzlich zu schmalen hohen, kaum gebogenen, senkrecht gestellten Platten, um nach vorn vor der Mitte auszuklingen, wie sie begonnen haben. HALL hat diese Platten als Muskelplatten, d. h. Ansatzstellen für die vorderen Adduktoren aufgefaßt, doch dürfte diese Ansicht wenigstens für die hier beschriebenen Stücke nicht zutreffen, da sie ja einen deutlichen vorderen Schließmuskeleindruck aufweisen. Ich möchte sie vielmehr als Stützplatten für die Schalen selbst auffassen. Man kann bei doppelklappigen Stücken von *Stropheodonta, Chonetes, Douvillina* usw., sämtlich Gattungen mit konkav-konvexen Schalen, recht oft beobachten, daß sie durch den Gebirgsdruck vollständig ineinander gepreßt sind, so daß der Steinkern oft kaum noch Papierdicke besitzt. Bei *Douvillina-* und *Douvillinella*-Arten geht das nicht selten so weit, daß die in Rede stehenden Platten die Gegenklappe vollkommen durchstoßen haben (cf. A. FUCHS (11), Taf. 4, Fig. 3, 4 und W. E. SCHMIDT, Taf. 23, Fig. 4c—d, 8). Ähnlich wie der Gebirgsdruck dürfte auch der Druck des bewegten Wassers auf die Schalen der lebenden Tiere gewirkt haben, dem derartig gewölbte Schalen zweifellos weniger Widerstand entgegensetzen konnten als bikonvexe Klappen. Waren aber die erwähnten Platten so hoch, daß sie bis zur Gegenklappe reichten, was das vorerwähnte Durchstoßen derselben nicht unwahrscheinlich macht, dann wurde diese Druckwirkung durch sie aufgehoben.

Vorkommen: Nach W. E. SCHMIDT in der *Cultrijugatus*-Zone; sie ist aber auch in den Sphärosideritschiefern nicht selten.

Rhynchonella (Bathyrhyncha?) Amanshauseri DAHMER[1])

1921 *Rhynchonella Amanshauseri* DAHMER, Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 684, Taf. 10, Fig. 5, 6.

Diese und die folgende Art sind, kurz ehe die vorliegende Arbeit in Druck gehen sollte, von DAHMER a. a. O. beschrieben worden. Ich kann also meine ursprüngliche Beschreibung auf das Notwendigste abkürzen. Das wesentlichste Merkmal der Art ist — abgesehen von ihrer Kleinheit — die merkwürdige Berippung von Sinus und Sattel und die geringe Zahl der Seitenrippen. Auf dem Sattel liegen nur 2 Rippen, die durch eine tiefe, schon am Wirbel beginnende Furche getrennt sind. Diese greift mit einer ungewöhnlich schmalen und langen Zunge in die einzige Sinusrippe der Gegenklappe hinüber. Auf den Seitenteilen liegen je 4 Rippen.

Als ich die Art vor ungefähr 10 Jahren bearbeitete — die Fertig-

[1]) Siehe S. 385.

stellung hat sich dann durch den Krieg hinausgeschoben — fanden sich in der ganzen Literatur nur zwei Arten mit ähnlicher Berippung, *Rh. bidentata* His. und *Rh. diodonta* Dahm. (Davidson, Brit. foss. Brachiopoda, Bd. 5, Teil II, S. 150, Taf. 10, Fig. 3, 4), die beide aus dem englischen Silur stammen und nach A. Roemer (22) und Kayser (17) bis in das tiefste Devon des Harzes hinaufgehen. Nun hat vor kurzer Zeit A. Fuchs (13) einige *Rhynchonella*-Arten, *Rh. rarifurcata* und *Rh. saepecostata* aus den Verseschichten beschrieben, von denen die erstere in der Berippung eine ganz überraschende Ähnlichkeit mit *Rh. Amanshauseri* aufweist. Was aber diese ganze Gruppe besonders auffällig macht, ist die eigenartige Ausbildung des Wirbels, der wie ein isolierter kleiner Vogelschnabel aus der übrigen Schale herausragt. (Vergl. besonders Dahmer, a. a. O., Fig. 6 a, b.) Fuchs hat die Gruppe wegen ihrer eigenartigen Schloßbildung unter dem Namen *Bathyrhyncha* von *Rhynchonella* getrennt. Leider sind sowohl die Stücke von Dahmer als auch die mir zur Verfügung stehenden so klein, daß sich das Schloß nicht genau feststellen läßt. Trotzdem glaube ich, sie schon wegen ihrer merkwürdigen äußeren Ähnlichkeit zu der genannten neuen Gattung stellen zu müssen.

Vorkommen: Waldweg oberhalb Züschen, Bl. Hallenberg. Kieselgallenschiefer.

Rhynchonella Adolphi Barr. var. **mimica** Barrande

Taf. 15, Fig. 10

1921 *Rhynchonella Adolphi* Barr. var. *mimica* Barr., Dahmer, Dillmulde. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 685, Taf. 10, Fig. 9—16 (daselbst die ältere Literatur).

Von dieser Art gilt dasselbe, was ich eingangs der Besprechung der vorigen ausgeführt habe. Dahmer hat die Varietät so eingehend beschrieben, daß ich nichts hinzuzusetzen habe. Die Abbildung meiner zum Teil sehr gut erhaltenen Stücke bildet aber eine wertvolle Ergänzung des Materials von Dahmer.

Vorkommen: Wie die vorige Art.

Spirifer subcuspidatus Schnur
und seine Verwandten

Die Gruppe des *Spirifer subcuspidatus* erreicht in den Oberkoblenzschichten eine Artenfülle, die um so überraschender wirkt, als sie so plötzlich, fast explosiv auftritt. Dabei sind die einzelnen Arten nach (lokal?) konstant bleibenden äußeren und inneren Merkmalen durchaus scharf differenziert. Neben dieser Differenzierung zeigt sich andererseits eine merkwürdige Komplizierung, die sich darin äußert, daß einzelne charakteristische Merkmale fast, möchte man sagen, wahllos bei sonst recht weit auseinanderliegenden Typen auftreten, so daß sich neben der Artenfülle eine eigenartige Formenfülle beobachten läßt, die zur Untergruppierung geradezu drängt, diese aber auch wieder durch das erwähnte Übergreifen der Merkmale oft recht erschwert und unsicher macht.

Beide Tendenzen, Differenzierung und Komplizierung, werden von R. und E. RICHTER in ihrer schönen biostratigraphischen Studie »Über zwei gesteinsbildende Spiriferen-Arten des Wetteldorfer Sandsteins« (21) sehr deutlich gekennzeichnet, und noch stärker treten sie bei den Subcuspidaten unserer bergisch-sauerländischen Oberkoblenzschichten in Erscheinung. Hier gehören von den 14 vorkommenden Spirifernarten nicht weniger als 11 in die *Subcuspidatus*-Gruppe. Sehen wir dabei ganz von den Außenseitern *Sp. alatiformis*, *depressus*, *incertus* ab, die jeder für sich eine Sonderstellung einnehmen, so bleiben immer noch 8 Arten übrig, die von einer gemeinsamen Wurzel aus in zwei deutlich geschiedenen Reihen auseinander streben und dabei doch durch das eine oder andere Merkmal teils unter sich, teils mit anderen, z. B. der *wetteldorfensis*-Reihe, horizontal verknüpft sind.

In der ebengenannten Arbeit haben R. und E. RICHTER einen Teil der Subcuspidaten besonders nach der Stellung der Zahnstützen zu Untergruppen zusammengefaßt. Zweifellos bieten diese ein leicht zu beobachtendes und auch — bis auf eine zuweilen auftretende bilaterale Unsymmetrie — ein im allgemeinen konstantes Unterscheidungsmerkmal. Andererseits hat eine Gruppierung, die sich nur oder hauptsächlich nur auf die Zahnstützen gründet, den Nachteil, daß äußerlich recht weit auseinanderstehende Arten, wie z. B. *Sp. humilis* und *Sp. depressus*, bei RICHTER in eine Gruppe geraten. Eine Untergruppierung wird doch wohl um so natürlicher ausfallen, je mehr man äußere und innere Merkmale gemeinsam in Betracht zieht.

Nach diesen Gesichtspunkten würde sich von den in unseren bergisch-sauerländischen Oberkoblenzschichten vorkommenden Subcuspidaten *Sp. humilis* zunächst an *subcuspidatus typus* anschließen. Er spaltet sich zwar schon im Unterkoblenz von der Hauptform ab, geht aber wie diese in die Oberkoblenzschichten hinauf und ist in unserer nördlichen Facies nicht selten. Er besitzt die bezeichnende dreieckige Dachform mit senkrecht gestellter *Area* und fast ebenen Seitenflächen, doch ist die *Area* nur ungefähr halb so hoch als bei dem Typus, das Dach also verhältnismäßig niedrig. Sinus und Sattel sind stärker betont. Die Zahnstützen sind kurz und kräftig, aber nicht verdickt, und spreizen so stark, daß beiderseits die drei ersten Rippen abgeschnitten werden. An *Sp. humilis* schließt sich der äußerlich ähnlich gestaltete *Sp. montanus* n. sp. an, bei dem nur Sinus und Sattel ungewöhnlich flach und breit werden, die Rippenzahl geringer bleibt und die Zahnstützen je 2 Rippen abschneiden.

Eine äußerlich mehr abweichende Gruppe spaltet sich durch *Sp. bilsteiniensis* von der Hauptform ab. Bei ihm beginnen sich — bei sonst recht weitgehender Übereinstimmung mit jener — sowohl die Seitenflächen als auch die *Area* stärker zu wölben, die ganze Tracht zeigt also die Neigung, aus der Dachform, in die Kugelform überzugehen. Noch stärker gewölbt ist *Sp. robustifulcitus* n. sp., bei dem gleichzeitig die Zahnstützen schon aus der Blattform in die Keilform übergehen, ohne aber darin die Stärke von *lateïncisus* zu erreichen. Der

Sinus bleibt bei einem Winkel[1]) von 20—22° merkwürdig schmal. Ebenfalls hierhin gehört eine dritte Art, *Sp. brevifulcitus* n. sp., bei der die kurzen Zahnstützen wie bei *lateïncisus* breit keilförmig werden, der Sinus aber gegenüber der vorigen Art sehr breit ist. Als vierte Art läßt sich dann noch *Sp. crassifulcitus* Spriest. anschließen (Taf. 15, Fig. 7), bei dem die Verdickung der Zahnstützen und der inneren Wirbelpartie extrem ausartet. Alle 4 Arten sind in Übereinstimmung mit der Hauptform und im Gegensatz zu der *wetteldorfensis*-Gruppe vielrippig, d. h. die Zahl der Rippen geht über 13 hinaus, und die Zahnstützen schneiden, ebenfalls im Gegensatz zu der letztgenannten Gruppe, auf jeder Seite mindestens zwei Rippen ab.

Eine dritte Gruppe haben R. und E. Richter an *Sp. lateïncisus* angeschlossen und rechnen dazu noch *Sp. longeïncisus* Dahmer und *Sp. wetteldorfensis* R. und E. Richter. Sachlich richtiger würde man wohl den letzteren an die erste Stelle rücken, da er dem *Subcuspidatus*-Typus am nächsten steht und daran *longeïncisus* und *lateïncisus* anschließen. Mit Vorbehalt möchte ich zwischen die beiden letzten die nachstehend beschriebene Varietät von *Sp. lateïncisus* einschieben. Bei ihr schneiden die keilförmigen Zahnstützen ebenfalls jederseits nur eine Rippe ab und auch in der äußeren Tracht besteht viel Übereinstimmung mit den anderen Arten der Gruppe, nur steigt bei ihm die Rippenzahl bis auf 17, während sie bei jenen unter 14 bleibt. Besonders auffällig ist bei den so gefaßten zwei letzten Gruppen die Kongruenz in der gradweise ansteigenden Verdickung der Zahnstützen.

Spirifer humilis Scupin

1900 *Spirifer subcuspidatus* var. *humilis* Scupin. Spiriferen Deutschlands, S. 18, Taf. 1, Fig. 12.

Bei einer Besprechung von *Spirifer subcuspidatus* schreibt Viëtor über die Varietät *humilis:* »Von den vier Varietäten Scupins scheint var. *humilis* am wenigsten Berechtigung zu haben. Der Unterschied von der Stammform wird, wie auch Mailleux an Hand seines reichen Materials annimmt, als Altersunterschied zu deuten sein«. Diese Ansicht läßt sich nach dem mir vorliegenden zahlreichen Material aus unseren Oberkoblenzschichten nicht aufrecht erhalten. Die Stücke weisen so wesentliche Unterschiede von dem Typus der Art auf, daß ich im Gegenteil keine Bedenken hege, dem Beispiele von Fuchs und Richter zu folgen und auch diese Form als selbständige Art aufzufassen.

Die *Area* ist etwas gewölbt, ein Merkmal das auch *subcuspidatus typus* zuweilen zeigt, dabei aber stets viel niedriger als bei letzterem. Bei zwei von meinen Stücken beträgt ihre Höhe 10 mm und die Breite

[1]) Zur Feststellung des Sinuswinkels kann man sich einer Papierschere oder noch besser zweier scherenartig beweglich übereinandergelegter Pappdeckelstreifen bedienen. Man legt den einen Schenkel an die rechte Sinusrippe an und verschiebt den anderen Schenkel so lange, bis er der gegenüberliegenden Sinusrippe parallel steht. Den so erhaltenen Winkel mißt man dann an dem bekannten Winkelmesser. Der Sinuswinkel bleibt bei Stücken derselben Art, wenn sie nicht zu stark verdrückt sind, merkwürdig konstant.

40 mm, sie stehen also im Verhältnis von 1:4! Der Sinus ist verhältnismäßig breit, ziemlich stark vertieft und im Grunde sehr stumpf gewinkelt, alles Merkmale, die dem Typus durchaus fremd sind. Die schmalen, mäßig langen Zahnstützen spreizen nach vorn stark auseinander und schneiden, wie bei dem von SCUPIN abgebildeten Stück, jederseits drei Rippen ab, auch hierin besteht also ein sehr weitgehender und für die Trennung wichtiger Unterschied.

Die mir vorliegenden Stücke sind zum Teil noch etwas größer als das SCUPINsche Urstück, man kann sie also keinesfalls als jugendlich ansprechen. Damit erledigt sich auch die Annahme von MAILLEUX, die schon deshalb wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat, weil sich das Schalenwachstum der Spiriferiden wie der meisten Brachiopoden gleichmäßig vollzieht, so daß sich jugendliche Stücke in der äußeren Form kaum von älteren unterscheiden.

Spirifer montanus n. sp.

Taf. 17, Fig. 5

Diese anscheinend sehr seltene Art gehört ebenfalls zu der *subcuspidatus*-Gruppe, bei der sie in die Nachbarschaft des vorstehend besprochenen *Sp. humilis* SCUPIN zu stellen ist.

Die *Area* der Ventralklappe ist scharfkantig begrenzt, kaum gewölbt und nur sehr wenig nach vorn übergebogen. Ihre Höhe beträgt bei dem allein vorliegenden doppelklappigen Stück 10 mm, die Breite 42 mm. Der geringen Krümmung der *Area* entsprechend ist die Schalenwölbung nur in der Wirbelgegend etwas stärker betont, im übrigen aber fast dachförmig flach. Noch geringer ist die Wölbung der Dorsalklappe, die wie ein flacher Deckel der Stielklappe aufliegt. Die Zahl der dachförmigen Rippen beträgt jederseits 16.

Bis hierhin ist also die Übereinstimmung mit *Sp. humilis* überraschend groß. Ganz abweichend und für die Unterscheidung besonders wichtig ist die Ausbildung von Sinus und Sattel und der Bau der Zahnstützen. Der sehr flache Sinus verbreitert sich nach vorn rasch unter einem Winkel von 37° und erreicht am Stirnrand die Breite der nächsten 9! Rippen. Der sehr flach gewölbte Sattel tritt kaum über die Seitenteile heraus und verbreitert sich nach vorn in derselben Weise, wobei seine Grenzfurchen in schwach konkavem Bogen divergieren. Eine Sinuszunge ist wegen des flachen Sattels nicht entwickelt. Die schmalen Zahnstützen erreichen ungefähr ein Drittel der Schalenlänge. Sie schneiden auf der einen Seite nur die Sinusgrenzrippe, auf der anderen als Abnormität auch noch die zweite Rippe mit ab, spreizen also viel weniger als bei *humilis*.

Die Außenseite zeigt die bekannte, durch die hier und da stärker werdenden Anwachslinien unterbrochene streifige Papillenskulptur.

Vorkommen: Bahnhof Marienheide, Bl. Gummersbach. Sammlung des Verfassers.

Spirifer bilsteiniensis Scupin

1914 *Spirifer micropterus* E. Kayser, Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*. Dies. Jahrb. f. 1894, S. 131, Taf. 4, Fig. 5—8.
1900 » *bilsteinensis* Scupin, Spiriferen Deutschlands, S. 16, Taf. 1, Fig. 11.
1909 » *subcuspidatus* var. *bilsteinensis* A. Fuchs, Fauna der Remscheider Schichten. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 58, S. 61, Taf. 9, Fig. 14.
non 1919 » *bilsteinensis* R. u. E. Richter, Über zwei gesteinsbildende Spiriferenarten des Wetteldorfer Sandsteins. Jahrb. Nassauischen Vereins f. Naturk., Jahrg. 72, S. 23 ff.

Durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Prof. Wedekind-Marburg war es mir möglich, außer den Originalen von Kayser und Scupin eine Anzahl Stiel- und Armklappen von Bilstein mit solchen aus unseren westlichen Oberkoblenzgebieten, besonders auch dem Urstück von A. Fuchs, vergleichen zu können. Sie besitzen sämtlich außer kleinen, nachstehend erwähnten Abweichungen so viel Übereinstimmendes, daß es sich bei ihnen zweifellos um dieselbe Art handelt. Andererseits weichen sie so sehr von *subcuspidatus typus* ab, daß man sie ohne Bedenken als besondere Art von jenem trennen darf. Nicht mehr betont braucht dabei zu werden, daß diese Art zur Gruppe des *Sp. subcuspidatus* und nicht des *hystericus* gehört, zu der sie Scupin gestellt hat, wenngleich schon daraus hervorgeht, daß die Unterschiede von *subcuspidatus typus* recht erheblich sein müssen.

Schale mittelgroß, stets in beiden Klappen ziemlich stark gewölbt, zum Unterschied von *subcuspidatus typus* und der *humilis*-Reihe. *Area* fast senkrecht gestellt, eher über als unter Mittelhöhe (entgegen *humilis* und *montanus*, deren Ventralklappen ein niedriges Dach bilden) und mäßig gewölbt mit stärker überhängender Spitze.

Die Wand der *Area*, bei Steinkernerhaltung also der Zwischenraum zwischen Steinkern und Abdruck, bleibt stets papierdünn, im Gegensatz zu den beiden nachstehend beschriebenen und denjenigen der *wetteldorfensis*-Reihe. Ebenso sind die Zahnstützen in der Regel blattartig dünn, nur bei ganz alten Stücken von Bilstein, z. B. dem Original von Scupin, werden sie fast 1 mm stark, sie gehen also auch hier nicht, wie die Vertreter der *wetteldorfensis*-Reihe, über das normale Maß hinaus. Ihre Länge verhält sich zu der der Sinuskante ungefähr wie 2:5. Sie schneiden in der Regel die beiden ersten Sinusrippen ab; Fälle bilateraler Unsymmetrie, bei der auf der einen Seite 2, auf der anderen nur 1 Rippe abgeschnitten werden, kommen vor. Der Verlauf der Zahnstützen ist vielfach nicht ganz geradlinig, was vielleicht darauf zurückzuführen ist, daß sie bei ihrer geringen Dicke durch den Gebirgsdruck stärker in Mitleidenschaft gezogen wurden. Außerdem sind bei alten Stücken die Vorderenden zuweilen schwach hakenartig nach innen gekrümmt wie bei *Sp. carinatus*.

Der Sinus ist mäßig vertieft und anfangs im Grunde stumpfwinklig geknickt. Das tritt besonders deutlich bei dem Abdruck des Sattels in Erscheinung, bei dem die Anwachslinien in der Jugend fast geradlinig auf die Mitte zulaufen und hier in stumpfem Winkel zusammenstoßen (vergl. Fig. 6 und 7 bei Kayser), während sie später in der

Nähe des Stirnrandes einen flachen nach hinten gerichteten Bogen bilden. Dementsprechend bildete also der Rand der kurzen Sinuszunge anfangs einen stumpfen Winkel, während er sich später mehr abrundete. Der Sinuswinkel läßt sich nicht genau angeben, da sämtliche mir vorliegenden Stücke verdrückt sind, er dürfte aber in der Regel ungefähr 32° betragen haben.

Die Zahl der Rippen beträgt jederseits 12—15. Sie sind dachförmig und ebenso breit als die Zwischenräume.

Die von KAYSER abgebildeten Dorsalklappen sind verdrückt und zwar 6 und 7 von der Seite, 8 von vorn nach hinten, im übrigen lassen sie aber die Schalenwölbung, Berippung und Ausbildung des Sattels gut erkennen. Der letztere tritt mäßig hoch über die Seitenteile heraus und ist auf dem Rücken flach gerundet. Eine schwache Aushöhlung, die KAYSER angibt, habe ich bei keinem Exemplar, besonders bei keinem doppelklappigen Stück, bei dem also die Zugehörigkeit zu der vorliegenden Art unzweifelhaft feststehen würde, beobachten können. Wenn solche tatsächlich vorkommen sollten, dürften sie einer anderen Art angehören. So liegt mir z. B. auch aus den Sphärosideritschiefern eine einzelne Dorsalklappe mit einem schwach ausgehöhlten Sattel vor, die durchaus mit dem bei SCUPIN Taf. 1, Fig. 13 abgebildeten Exemplar übereinstimmt, die aber mit keiner der dort vorkommenden Arten in Verbindung gebracht werden konnte. Einzelne Dorsalklappen sind, ähnlich wie z. B. die rechten Schalen von *Aviculopecten*, stets nur mit besonderer Vorsicht zu verwerten.

Die von R. und E. RICHTER a. a. O. als *Sp. bilsteinensis* besprochenen Stücke aus »der Gegend von Bilstein« besitzen (S. 28) »im Alter gewaltig verbreiterte Zahnstützen, so daß auf dem Steinkern weit auseinander klaffende Schlitze entstehen, deren Außenseiten sich selbst im günstigsten Falle nur noch allmählich gegeneinander neigen, in der Regel einander parallel laufen. Dementsprechend werden auch die Seitenzapfen mit ihren Innenkanten parallel gestellt und voneinander sowie von dem Mittelzapfen abgedrängt«. Bei Bilstein selbst kommen Stücke mit derartig verdickten Zahnstützen nicht vor, es kann sich dabei also keinesfalls um Vertreter von *bilsteiniensis* handeln. Dagegen stimmen die Angaben durchaus mit einer Art aus den Sphärosideritschiefern östlich von Bilstein überein, die nachstehend als *Sp. robustifulcitus* beschrieben ist. Ich nehme deshalb an, daß den Verfassern seinerzeit Vertreter dieser Art vorgelegen haben.

Spirifer robustifulcitus[1]) n. sp.

Taf. 15, Fig. 1—3

Stielklappe sehr stark gewölbt. *Area* mittelhoch, etwas übergeneigt, der Schnabel stärker vor- und abwärts gekrümmt. Sinus flach und schmal, bei einem Sinuswinkel von 20—22° nur ganz allmählich nach vorn an Breite zunehmend. Die Zahl der Rippen beträgt jederseits 15—17. Sie sind fein und ebenso breit als die Zwischenräume.

[1]) *robustus* kräftig, *fulcitus* gestützt.

Die Wirbelpartie hat in der Jugend eine recht große Ähnlichkeit mit der von *Sp. bilsteiniensis* Scupin. Die Zahnstützen sind noch schmal, schneiden beiderseits je 2, in seltenen Fällen 3 Rippen ab, die Seitenzapfen schmiegen sich dicht an den Mittelzapfen, und dieser ragt nicht über sie heraus. Mit zunehmendem Alter treten dann konstant bleibende und nicht zu übersehende Abweichungen auf. Die Wand der *Area* wird allmählich dicker, so daß zwischen Abdruck und Steinkern ein 1—1,5 mm klaffender Spalt entsteht. Ebenso werden die Zahnstützen stärker und nehmen zuletzt Keilform an; dabei konvergieren aber ihre Außenflächen, also die Innenflächen der Seitenzapfen stets deutlich nach dem Wirbel hin, zum Unterschied von *Sp. lateïncisus* und dem nachstehend beschriebenen *brevifulcitus*. Die Länge der Zahnstützen beträgt ein Drittel bis zwei Fünftel der Sinusrippen.

In dem Maße, wie sich die Zahnstützen verdicken, verändert sich auch der Mittelzapfen. Die Änderung läßt sich am deutlichsten an dem Wachsabdruck, also am Schaleninneren, demonstrieren. Hier entwickelt sich in dem hinteren Teil des dreieckigen von den Zahnstützen eingeschlossenen Hohlraumes ein mit zunehmendem Alter immer stärker werdendes, breit pfeilspitzenförmiges Septum, dessen lineare Spitze sich weit nach vorn in die Mitte der flachen Medianrinne einschiebt. Bei dem Steinkern höhlt sich dementsprechend die Spitze des Mittelzapfens allmählich aus und löst sich in zwei stumpfe Hörner auf, die etwas über die Seitenzapfen herausragen. Andeutungsweise kommt diese Hörnerbildung — vom Steinkern gesprochen — bei vielen Spirifern vor, in so ausgesprochenem Maße tritt sie aber nur bei all den Typen auf, die zur Verdickung der Zahnstützen wie der inneren Wirbelpartie überhaupt neigen (vergl. Taf. 15, Fig. 4, 7) und kündet damit eine Entwicklung an, die bei anderen Arten mit der Ausbildung eines Muskelzapfens zum Abschluß kommt. Bei der Untergattung *Quadrifarius* Fuchs, zu der *Sp. trisectus* Kayser und *loculatus* Fuchs gehören, artet das Septum so aus, daß der Mittelzapfen in zwei lange Hörner zerspalten wird.

Die Dorsalklappe ist besonders im Mittelteil stark gewölbt. Im Profil bildet sie, von dem Stirnrand aus gesehen, ein niedriges Dreieck mit abgerundeter Spitze. Der Sattel ist wie der Sinus schmal und auf der Höhe flach gerundet. Ein lineares Septum verläuft bis in die Nähe des Stirnrandes.

Beziehungen: Von *Sp. bilsteiniensis* Scupin, an den unsere Art angeschlossen werden muß, unterscheidet sie sich äußerlich durch den viel schmaleren Sinus und Sattel, innerlich, also am Steinkern, durch die geschilderte Verdickung der Wirbelpartie, vor allen Dingen der Zahnstützen, die bei jenem nicht eintritt, auch im Alter nicht. R. und E. Richter haben zwar in der vorerwähnten Arbeit das Gegenteil angegeben und haben sich dabei auf Material gestützt, das ihnen von der Preußischen Geologischen Landesanstalt aus der Gegend von Bilstein zur Verfügung gestellt worden war, ich nehme aber an, daß es sich dabei um Stücke der hier beschriebenen Art handelte.

Die Beziehungen zu dem nachstehend beschriebenen *Sp. brevifulcitus* n. sp. werden bei jenem hervorgehoben.

Bei flüchtigem Beschauen besitzt unsere Art manche Ähnlichkeit mit *Sp. wetteldorfensis* R. und E. RICHTER, bei dem die Zahnstützen ebenfalls recht kräftig entwickelt sind. Sie schneiden aber im Gegensatz zu unserer Art nur 1 Rippe auf jeder Seite ab. Außerdem ist der Sinus stärker vertieft und breiter, der Sinuswinkel beträgt 28—29°, und die Zahl der Rippen geht nicht über 13 hinaus.

Vorkommen: Würdinghausen, Bl. Kirchhundem.

Spirifer brevifulcitus n. sp.

Taf. 15, Fig. 4

Schale ziemlich stark querausgedehnt, mäßig gewölbt, von der Seite aus gesehen einen Viertelkreis bildend. *Area* mittelhoch, fast senkrecht gestellt, nur am Schnabel etwas übergebogen. Sinus flach und breit, mit einem Sinuswinkel von 29°. Seitenrippen sind ca. 17 vorhanden, sie sind, der größeren Breite des Gehäuses entsprechend, gröber als bei der vorigen Art und ebenso breit als die Zwischenräume.

Die Zahnstützen sind kurz und so stark verdickt, daß die Innenkanten der Seitenzapfen parallel laufen. Sie schneiden auf jeder Seite 2 Rippen ab. Der kurze Mittelzapfen ragt kräftig über die Seitenteile heraus. An der Spitze ist er durch das breite Schnabelseptum stark ausgehöhlt und in zwei kräftige Hörner gespalten.

Von demselben Fundort liegen mehrere vereinzelte Armklappen vor, von denen aber anscheinend keine zu unserer Art gehört. Nach der sehr kurzen und flachgerundeten Sinuszunge muß der Sattel bei einem Winkel von ca. 29° flachgewölbt gewesen sein, und ebenso war die ganze Klappe, der mäßigen Wölbung der Stielklappe entsprechend, wahrscheinlich ziemlich flach.

Beziehungen: Von dem vorstehend beschriebenen *Sp. robustifulcitus* unterscheidet sich unsere Art äußerlich durch die größere Schalenbreite, viel breiteren Sinus und gröbere Rippen. Hinzu kommt bei jenem eine durch die niedergedrückte Wirbelpartie hervorgerufene stärkere Schalenwölbung, während im Gegensatz dazu bei der vorliegenden Art der Wirbel stark emporstrebt.

Von *Sp. lateïncisus* der *wetteldorfensis*-Reihe, mit dem unsere Art in der äußeren Tracht viel Ähnlichkeit aufweist, unterscheidet sie sich äußerlich durch die steiler gestellte *Area* und die größere Rippenzahl. In der Verdickung der Zahnstützen stimmen sie überein, nur sind diese bei *lateïncisus* länger und schneiden auf jeder Seite nur 1 Rippe ab.

Vorkommen: Würdinghausen, Bl. Kirchhundem.

Spirifer lateïncisus SCUPIN n. var. **latefulcita**

Taf. 15, Fig. 5

In der mehrfach erwähnten Arbeit »Über zwei gesteinsbildende Spiriferen-Arten« haben R. und E. RICHTER auch *Sp. lateïncisus* SCUPIN

genauer definiert. Bei dem mir vorliegenden Material befindet sich eine ausgewachsene Stielklappe, die in der äußeren Tracht und der Ausbildung der Zahnstützen sehr viel Übereinstimmung mit den Angaben Richters zeigt. Daneben bestehen aber doch einige auffallende Unterschiede, die eine Vereinigung mit der Hauptform nicht ohne weiteres zulassen. So besitzt z. B. die letztere jederseits nur 10—13 Rippen, die nur am Stirnrand deutlicher ausgeprägt sind, während sie im übrigen »oft nur noch als leise, erst bei schiefer Beleuchtung hervortretende Wellung erkennbar sind«. Demgegenüber sind hier jederseits 17 Rippen vorhanden, die zudem in ursprünglicher Stärke bis in die Nähe des Wirbels hinaufziehen. Das gleiche gilt aber auch von den Harzer Stücken und ebenso von solchen aus den untermitteldevonischen Plattenkalken von Kirspenich, Bl. Euskirchen, von denen ich eins zum Vergleich hier, Taf. 15, Fig. 6 abbilden lasse. Die Verwaschenheit der Rippen bei dem Wettelsdorfer Vorkommen ist also wohl mehr eine lokale Abweichung.

Die Wirbelgegend ist bei unserer Varietät weniger massig verdickt als bei der Hauptart. Das gilt sowohl von der Wand der *Area* als auch von den Zahnstützen und dem Mittelzapfen. Der *lateïncisus*-Typus hat sich also gleichsam noch nicht bis zum vollen Extrem durchgesetzt, sondern ist in der halben Entwicklung steckengeblieben, während das erstere nach Richter bei jenem schon in der Jugend der Fall ist.

Diese Ausbildung der inneren Wirbelteile hat viel Ähnlichkeit mit der des oben beschriebenen *Sp. robustifulcitus*, bei dem jedoch beiderseits mindestens zwei Sinusrippen abgeschnitten werden. Dagegen sind beide in der äußeren Tracht völlig verschieden und nicht miteinander zu verwechseln.

Vorkommen: Würdinghausen, Bl. Kirchhundem.

Spirifer alatiformis Drevermann

Taf. 15, Fig. 8

1907 *Spirifer alatiformis* Drevermann, Pal. Notizen. Ber. d. Senckenberg. Naturf. Ges. in Frankfurt a. M. 1907, S. 126. Die übrige Literatur siehe Dahmer (4), S. 227.

Durch die Freundlichkeit von Herrn Dr. R. Richter-Frankfurt war es mir möglich, eine größere Anzahl Stücke der Art besonders aus der *Cultrijugatus*-Zone von Wettelsdorf, Lissingen und Gees mit solchen aus unseren Sphärosideritschiefern vergleichen zu können. Sämtliche Stücke weisen einige immer wiederkehrende, sehr charakteristische Merkmale auf, die sie von den verwandten Arten leichter unterscheiden lassen, als man nach der Beschreibung von Scupin vermuten sollte. Der Sinus der Ventralklappe verbreitert sich nach vorn ungewöhnlich rasch. Dabei divergieren die beiden Sinusgrenzrippen unter einem Winkel von 48—50°!, während derselbe Winkel bei *Sp. bilsteiniensis* 25°, bei *Sp. lateïncisus* 28—30°, bei *Sp. Jaekeli* 28° und bei *Sp. wetteldorfensis* 29°, die beiden letzten an Stücken der Frankfurter Sammlung gemessen, beträgt. Diese beiden Rippen ragen außerdem beträchtlich, zum Teil bis zu doppelter Höhe, über die be-

nachbarten Seitenrippen heraus. Die letzteren sind verhältnismäßig grob, ihre Zahl beträgt 10—12 jederseits. Die Höhe der scharfkantig und fast geradlinig begrenzten *Area* beträgt — bei sämtlichen mir vorliegenden Stücken fehlen die Flügelenden — schätzungsweise ein Fünftel der Breite. Nur die Wirbelpartie hängt etwas über, im übrigen steht die *Area* senkrecht. Dementsprechend ist die Schalenwölbung in der Nähe des Wirbels etwas stärker betont, sonst flach.

Vergleicht man damit die Ventralschale von *Sp. Jaekeli* SCUPIN, um den es sich hier in der Hauptsache handelt, da *Sp. Mischkei* FRECH wegen seiner geringen Rippenzahl für einen Vergleich kaum in Frage kommt, so bleiben trotz der durch die große Ähnlichkeit der äußeren Form betonten nahen Verwandtschaft zwei grundlegende, nicht zu übersehende Unterschiede: Der Sinus ist bei *Sp. Jaekeli* bei gleicher Länge nur ungefähr halb so breit — man vergleiche die oben angegebenen Winkelzahlen — und die Berippung viel zarter, an *subcuspidatus typus* der Unterkoblenzschichten erinnernd. So kommen z. B. an zwei mir vorliegenden ausgewachsenen und ungefähr gleich großen Stücken der Frankfurter Sammlung bei *Sp. alatiformis* 5 Rippen auf 1 cm Länge des Stirnrandes, bei *Sp. Jaekeli* zwischen 7 und 8.

Diese Ungleichheit der Berippung kann natürlich auch zur Unterscheidung der Dorsalklappen beider Arten dienlich sein. Wichtiger hierfür ist aber die Verschiedenheit im Bau des Sattels. Die Oberseite desselben ist bei unserer Art verhältnismäßig schmal, was man bei der Breite des Sinus kaum vermuten sollte, der Rücken anfangs abgeplattet und von der Mitte ab stets breit und mäßig tief ausgehöhlt, sodaß die beiden Seitenkanten rippenartig heraustreten. Bei *Sp. Jaekeli* ist bei dem Exemplar der Frankfurter Sammlung der Rücken abgeflacht, ohne eine Spur von Einsenkung, nach SCUPIN besitzt er sogar »eine sich dachförmig nach oben verschmälernde, hier schwach abgeflachte oder abgerundete Gestalt«. Die von SCUPIN bei *Sp. alatiformis* erwähnte, durch das Herumgreifen der Zunge hervorgerufene Verkürzung des Sattels tritt bei keinem der zahlreichen Stücke deutlicher in Erscheinung, eine so starke Umbiegung der Zunge ist bei der geringen Wölbung der Ventralklappe auch kaum wahrscheinlich.

Zu bemerken bleibt hierbei noch, daß sich bei dem Frankfurter Material aus der *Cultrijugatus*-Zone zwischen Wettelsdorf und Hauenborn eine Brachialklappe befindet, deren Sattel sich auffallend rasch unter einem Winkel von 39° verbreitert, während bei den typischen Stücken nur eins einen Winkel von 28°, die übrigen nur von 25—26° aufweisen. Der Sattel ist auf dem Rücken abgeflacht, nur am äußersten Ende etwas eingesenkt und durch das Herumgreifen der Zunge der Gegenklappe stark eingebuchtet. Diese muß also ziemlich stark gewölbt gewesen sein. Die Rippen, deren Zahl ungefähr 10 beträgt, sind etwas schwächer als bei *alatiformis* und im Profil steil wellenförmig, nicht wie bei jenem dachförmig. Leider ist bei dem Material keine Ventralklappe, die sich auf das interessante Stück beziehen ließ.

Eine Art, deren Dorsalklappe ebenfalls noch mit der hier be-

sprochenen verwechselt werden könnte, besonders dann, wenn sie durch Verdrückung flügelförmig ausgezogen erscheint, ist *Sp. dorsocavus* Spriest. (29) aus der sauerländischen *Cultrijugatus*-Zone. Bei ihm beginnt die Aushöhlung des Sattels jedoch stets schon am Wirbel und nicht, wie bei *alatiformis* erst in der Mitte. Im übrigen sind unverdrückte Stücke, wie das hier zum Vergleich abgebildete, das ich der Freundlichkeit von Herrn Dr. Breddin-Berlin verdanke, schon wegen ihres gedrungenen Umrisses kaum mit jenem zu verwechseln.

Vorkommen: An allen Fundorten des Sphärosideritschiefergebietes nicht selten und anscheinend auf dieses beschränkt. Weiter westlich kommt die Art nicht vor und hat sich hier auch in der *Cultrijugatus*-Zone noch nicht gefunden. Dagegen wird sie nach Osten von Dahmer von fast allen Fundpunkten des Hessischen Hinterlandes und der Dillmulde sowohl der Oberkoblenzschichten als auch der *Cultrijugatus*-Zone erwähnt. Sie kann also als eine typische Art der mittelrheinischen und Eifeler Facies gelten, die bei ihrer Nordostwanderung nicht über das Sphärosideritschiefergebiet hinausgelangt ist.

Spirifer cultrijugatus var. **auriculata** Sandberger

Die Art hat sich bis jetzt ausschließlich in den Sphärosideritschiefern und auch dort nur in den oberen Partien dicht unter dem hangenden Keratophyrtuff vorgefunden. Schon von Bilstein ab fehlt sie nach Westen in den Oberkoblenzschichten, dagegen ist sie hier an mehreren Fundstellen der hangenden *Cultrijugatus*-Zone, z. B. in dem Bahneinschnitt von Scherl bei Meinerzhagen, nicht selten. Das allmähliche Vordringen der Art von Südosten her läßt sich also zeitlich ganz klar und eindeutig verfolgen.

Spirifer curvatus Schlotheim

Diese typische Mittelrheinform kommt in den Sphärosideritschiefern vereinzelt vor, weiter westlich hat sie sich nur einmal bei Niedergenkel, Bl. Gummersbach, gefunden.

Terebratula sp. aff. **cimex** R. und E. Richter[1])

Taf. 15, Fig. 11

1914 *Terebratula cimex* R. u. E. Richter, Über einzelne Arten von *Acidaspis* usw. Jahrb. Nass. Vereins f. Naturkunde 1917, S. 156, Taf. 1, Fig. 6—8.

Zwei Dorsalklappen eines verhältnismäßig großen Terebratuliden gehören in die Verwandtschaft von *T. cimex* R. und E. Richter, die aus den obersten Koblenzschichten von Lissingen bei Gerolstein stammt, also nur wenig jünger ist als jene. Bei der Eifeler Art bildet »der Umriß ein Viereck (niemals ein Fünfeck), genauer gesagt ein Deltoid (Drachenviereck), dessen kürzere Querdiagonale vor der Mitte der Längsdiagonale liegt. Der Winkel der Schloßkanten ist ziemlich spitz«. Demgegenüber bildet der Umriß der vorliegenden Stücke ein langgestrecktes, am Stirnrand abgerundetes Siebeneck,

[1]) Siehe S. 385.

dessen größte Breite hinter der Mitte liegt. Vom Wirbel aus zieht ein flachgewölbter niedriger Sattel nach vorn, dessen Seitenkanten vom Wirbel aus au fdie abgerundeten Stirnecken zulaufen. Die Seitenflächen des Sattels fallen sehr schräg zu den niedrigeren Seitenteilen ab. (Bei *cimex* ist die Dorsalklappe gleichmäßig flach gewölbt.) Die Seitenränder sind zwischen Wirbel und Seitenmitte fast rechtwinklig umgeknickt, wodurch jederseits ein schmales senkrechtes Seitenfeldchen entsteht. Die Skulptur besteht aus zahlreichen Anwachslinien, die hier und da schwach treppenförmig abgesetzt sind.

Leider sind beide Stücke als Skulpturkerne erhalten, so daß sich nichts über Lage und Gestalt der Muskeleindrücke und noch weniger über die Zugehörigkeit zu einer der in Frage kommenden Gattungen aussagen läßt.

Vorkommen: Bahnhof Wingeshausen.

Verzeichnis der angeführten Literatur

1. Asselberghs, La faune de la grauwacke de Rouillon. Mémoires du musée royal d'hist. nat. de Belgique. Mém. No. 33, 1923.
2. Beushausen, Beiträge zur Kenntnis des Oberharzer Spiriferensandsteins. Abh. z. Geol. Spezialk. v. Preußen, Bd. 6, Heft 1. 1884.
3. —, Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devons. Abh. Preuß. Geol. Landesanst, N. F, Heft 17. 1895.
4. Dahmer, Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg. Dies. Jahrb. f. 1915, Bd. 36.
5. —, Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins I. Dies. Jahrb. f. 1916, Bd. 37.
6. —, Studien über die Fauna des Oberharzer Kohlebergsandsteins II. Dies. Jahrb. f. 1919, Bd. 40.
7. —, Die Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. Dies. Jahrb. f. 1921, Bd 42.
8. Denckmann, Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg a. d. Sieg und Bilstein (Kreis Olpe). v. Koenen-Festschrift, 1907.
9. Frech, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. z. Geol. Spezialk v. Preußen, Bd. 9, Heft 3.
10. Fuchs, Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden und Mollusken aus deutschem Devon. Dies. Jahrb. f. 1912, Bd. 33, T. II.
11. —, Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein I. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 79. 1915.
12. —, Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels. Dies. Jahrb. f. 1915, Bd. 36, T. II.
13. —, Beitrag zur Kenntnis der Devonfauna der Verse- und der Hobräcker Schichten des sauerländischen Faciesgebietes. Dies. Jahrb. f. 1918, Bd. 39, T. I.
14. —, Über die Beziehungen des sauerländischen Faciesgebietes zur belgischen Nord- und Südfacies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten. Dies. Jahrb. f. 1921, Bd. 42, Heft 2.
15. —, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Lieferung 220, Blatt Herscheid, Blatt Meinerzhagen.
16. Gosselet, Barrois, Leriche, Crépin, Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. Mém. de la société géol. du Nord, t. VI. 1911 und Barrois, Pruvost, Dubois, Description de la faune sil.-dév. Liévin. Mém. soc. géol. du Nord, tome VI, II, Heft 2, 1920.
17. Kayser, Die Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Abh. z. Geol. Spezialk. v. Preußen, Bd. 2, Heft 4. 1878.
18. —, Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*. Dies. Jahrb. f. 1894.

19. Kegel, Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 76. 1913.
20. W. Koehne, Vorläufige Mitteilung über eine Oberkoblenzfauna in Sphärosideritschiefern im südlichen Sauerland. Dies. Jahrb. f. 1907.
21. R. u. E. Richter, Über zwei gesteinsbildende Spiriferenarten des Wetteldorfer Sandsteins. Jahrb. d. Nassauischen Vereins f. Naturkunde, Jahrg. 72.
22. A. Roemer, Versteinerungen des Harzgebirges. 1843.
23. —, Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. 1850.
24. F. Roemer, Das Rheinische Übergangsgebirge. 1844.
25. W. E. Schmidt, Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. Inaug.-Dissertation. Berlin 1906.
26. —, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen. Lieferung 236, Blatt Olpe, Blatt Kirchhundem.
27. Spriestersbach, Vorläufige Mitteilung über die Stellung der devonischen Schichten in der Umgebung von Remscheid. Centralbl. f. Min. 1904, Nr. 19.
28. — u. Fuchs, Die Fauna der Remscheider Schichten. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 58. 1909.
29. —, Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 80. 1915.
30. —, Neue Versteinerungen aus dem Lenneschiefer. Dies. Jahrb. f. 1917, Bd. 38, T. I, Heft 1.
31. —, Die Stellung von *Montanaria* Spriestersbach und *Crassatellopsis* Beushausen. Dies. Jahrb. f. 1918, Bd. 39, T. I, Heft 1.
32. Viëtor, Der Koblenzquarzit, seine Fauna, Stellung und linksrheinische Verbreitung. Dies. Jahrb. f. 1916, Bd. 37, T. II, Heft 3.
33. Zeleny, Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Bleizinkerzgängen. Archiv f. Lagerstättenforsch., Heft 7. 1912.

Tafel 10

Seite

Fig. 1. *Cyphaspis* n. sp.? aff. *hydrocephala* A. Roemer 399
1a, 1b. Kopf von der Seite und von vorn. Stark vergrößert.
Kieselgallenschiefer von Züschen, Bl. Hallenberg.

Fig. 2—7. *Beyrichia devonica* Jones 400
2. Steinkern der rechten Klappe, Normaltyp. Vergr. 10 : 1.
3—7. Wachstumsreihe. Vergr. 5 : 1.
3, 4, 5. Steinkerne der linken Klappe, auf demselben Handstück liegend.
6a. Abdruck einer rechten Klappe; 6b. Wachsabguß desselben.
7. Steinkern der linken Klappe eines sehr alten Tieres.
2—6 von Würdinghausen, Bl. Kirchhundem, 7 von Rödershall bei Lierscheid, Bl. St. Goarshausen, von wo auch die Originale von Jones stammen[1]).

Fig. 8. *Beyrichia embryoniformis* Spriestersbach 401
Abdruck einer rechten Klappe, zum Vergleich mit 6a. Vergr. 5 : 1.
Wipperfürth. Sammlung des Verfassers.

Fig. 9. *Beyrichia montana* Spriestersbach n. var. *confluens* 402
Steinkern einer linken Klappe. Vergr. 10 : 1.
Würdinghausen.

Fig. 10. *Kloedenia? incompta* Dahmer 402
Steinkern einer linken Klappe. Vergr. 10 : 1.
Würdinghausen.

Fig. 11. *Entomis patella* n. sp. 403
Steinkern einer rechten? Klappe. Vergr. 15 : 1.
Würdinghausen.

[1]) Wenn nichts Anderes angegeben ist, befinden sich die abgebildeten Stücke im Besitz der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Fig. 12, 13. *Avicula laevicostata* Follmann 404
Doppelklappiger Steinkern von links und rechts mit den zugehörigen Abdrücken; letztere nach Wachsabgüssen.
Züschen, Bl. Hallenberg.
Fig. 14. *Pterinea gracilis* Spriestersbach 407
14a. Steinkern der linken Klappe mit 14b. Abdruck nach einem Wachsabguß. 14c. Teil der Skulptur vergr.
Herrentrop.
Fig. 15. *Modiola parvula* n. sp. 409
Steinkern der rechten Klappe. Vergr. 3 : 1.
Würdinghausen.
Fig. 16. *Modiola westfalica* n. sp. 409
Skulpturkern der linken Klappe. Vergr. 3 : 1.
Ebbelinghagen, Bl. Herscheid. Hobräcker Schichten, unteres Mitteldevon.
Fig. 17. *Modiola mytiloides* n. sp. 409
Skulpturkern einer rechten Klappe.
Wie vorige Art.

Tafel 11

Seite

Fig. 1, 2. *Leiopteria montana* n. sp. 405
1a, 2. Steinkerne der linken Klappe. 1a, b. Holotypus.
1b. Abdruck von 1a nach einem Wachsabguß.
Marienheide, Bl. Gummersbach.
Sammlung des Verfassers.
Fig. 3. *Modiomorpha anulifera* Spriestersbach 410
3a, b. Steinkern und Wachsabguß einer rechten Klappe.
Selbecke.
Fig. 4. *Nucula fornicata* Goldfuss? 410
Steinkern einer linken Klappe.
Herrentrop, Bl. Kirchhundem.
Fig. 5. *Nucula macrorhyncha* n. sp. 410
Steinkern einer linken Klappe. Vergr. 2 : 1.
Wingeshausen, Kieselgallenschiefer.
Fig. 6. *Nucula trigona* n. sp. 411
6a. Doppelklappiger Steinkern von der linken Seite. Vergr. 2,5 : 1.
6b. Wachsabguß desselben.
Engelbertshausen, Bl. Kirchhundem.
Fig. 7, 8. *Nucula hercynica* Beushausen 411
7, 8. Steinkerne der rechten Klappe.
7 von Selbecke, Bl. Kirchhundem, 8 von Wipperfließ bei Marienheide.
Letztere aus der Sammlung des Verfassers.
Fig. 9—11. *Nucula tumida* A. Roemer-Beushausen 413
9a. Unvollständiger doppelklappiger Steinkern von der rechten Seite.
9b. Wachsabguß desselben; der vordere Teil ist nach anderen Stücken ergänzt.
9c Derselbe von hinten, um die eingedrückte hintere Wirbelseite zu zeigen.
10, 11. Steinkerne von rechten Klappen.
Selbecke, Bl. Kirchhundem.
Fig. 12. *Myophoria circularis* Beushausen 415
Wachsabguß einer rechten Klappe.
Brachthausen.
Fig. 13. *Myophoria Beushauseni* Maurer 415
Steinkern einer linken Klappe. Zum Vergleich mit 12.
Singhofen, untere Koblenzschichten.
Fig. 14. *Cypricardella rhomboidalis* A. Fuchs 414
Skulpturkern einer rechten Klappe.
Selbecke.
Fig. 15. *Cypricardella* cf. *rhomboidalis* A. Fuchs 415
Steinkern einer linken Klappe, zum Vergleich mit 14.
Hoher Molmert bei Plettenberg. Mühlenbergsandstein, unteres Mitteldevon.

Tafel 12

Seite

Fig. 1. *Megagrypha Dahmeri* n. gen. n. sp. 419
1a. Unvollständiger Steinkern einer linken Klappe.
1b. Derselbe vom Wirbel aus.
1c. Schloß desselben.
Forsthaus Wingeshausen, Bl. Wittgenstein.
Sammlung der Universität Marburg.

Fig. 2. *Carydium Denckmanni* n. sp. 416
Steinkern einer linken Klappe.
Einsiedelei, Bl. Kirchhundem.

Fig. 3. *Carydium gregarium* Beushausen var.? 415
Skulpturkern einer rechten Klappe.
Brachthausen.

Fig. 4. *Goniophora westfalica* Spriestersbach n. var. *fissa* 417
4a. Steinkern einer rechten Klappe von hinten.
4b. Wachsabguß des Abdrucks von 4a.
Selbecke, Bl. Kirchhundem.
(Siehe auch Tafel 13.)

Tafel 13

Seite

Fig. 1. *Megagrypha? compacta* n. gen. n. sp. 420
1a. Skulpturkern einer linken Klappe.
1b. Derselbe vom Wirbel aus.
Marienheide. Sammlung des Verfassers.

Fig. 2—4. *Megagrypha* (*Onkogrypha*) *Cullmanni* Spriestersbach 418
2. Doppelklappiger Steinkern von der Wirbelseite aus, rechte Klappe oben.
3. Ein anderer doppelklappiger Steinkern von hinten, um den scharfgekielten Rücken, die Lage des hinteren Muskeleindrucks und die am hinteren Ende nach außen geöffnete Ligamentgrube zu zeigen.
4a. Schloßansicht des in »Neue Versteinerungen aus dem Lenneschiefer«, Taf. 34, Fig. 1 abgebildeten Originals nach Absprengung des Wirbels.
4b. Wachsabdruck von 4.
Sämtlich von Niedergenkel, Bl. Gummersbach.
2 und 3 in der Sammlung des Verfassers.

Fig. 5. *Goniophora westfalica* Spriestersbach n. var. *fissa* 417
5a. Rechte Klappe eines doppelklappigen Steinkerns.
5b. Dieselbe von hinten.
Selbecke.
(Siehe auch Tafel 12.)

Tafel 14

Seite

Fig. 1. *Dechenia gigantea* Spriestersbach 421
Skulpturkern einer rechten Klappe.
Marienheide. Sammlung des Verfassers.

Fig. 2, 3. *Orthonata? minima* n. sp. 422
Steinkerne zweier linken Klappen, vergrößert. 2. Holotypus.
Selbecke, Bl. Kirchhundem.

Fig. 4, 5. *Phthonia soleniformis* n. sp. 422
4. Steinkern einer linken Klappe.
5. Desgleichen einer rechten Klappe. Holotypus.
Selbecke.

Fig. 6. *Phthonia robustella* n. sp. 423
Wachsabdruck einer linken Klappe, vergrößert.
Selbecke.

Fig. 7. *Prothyris plicata* n. sp. 423
7a. Linke Klappe eines doppelklappigen Steinkerns.

7b. Vorderteil derselben, vergrößert.
Marienheide. Sammlung des Verfassers.

Fig. 8. *Prothyris angulata* n. sp. 425
8a. Unvollständiger Steinkern einer rechten Klappe. Vergr. 2 : 1.
8b. Vorderende desselben, vergrößert.
8c. Teil des Abdrucks nach einem Wachsabguß. Noch stärker vergrößert.
Selbecke.

Fig. 9. *Elymella elliptica* n. sp. 426
Steinkern einer rechten Klappe, vergrößert 3 : 1.
Selbecke.

Fig. 10. *Sphenotus Kayseri* Spriestersbach 417
Skulpturkern einer rechten Klappe. Original Kaysers!
Bilstein.
Sammlung der Universität Marburg.

Tafel 15

Seite

Fig. 1—3. *Spirifer robustifulcitus* n. sp. 439
1a, b. Steinkern einer Stielklappe in zwei Ansichten, um den verdickten Schloßapparat und den schmalen Sinus zu zeigen. Holotypus.
2. Steinkern einer anderen Stielklappe.
3. Steinkern der Armklappe.
Würdinghausen, Bl. Kirchhundem.

Fig. 4. *Spirifer brevifulcitus* n. sp. 441
4a, b. Steinkern der Stielklappe.
Würdinghausen.

Fig. 5. *Spirifer lateincisus* Scupin n. var. *latefulcita* 441
5a, b. Steinkern der Stielklappe.
Würdinghausen.

Fig. 6. *Spirifer lateincisus* Scupin 442
Durch Abschlagen der Kalkschale erzeugter künstlicher Steinkern mit noch erhaltener Wand der Area. Zum Vergleich mit 5.
Kirspenich, Bl. Euskirchen. Kalke des unteren Mitteldevon.

Fig. 7. *Spirifer crassifulcitus* Spriestersbach 436
7a, b. Steinkern von hinten und von der Seite, um die übermäßige Verdickung der inneren Wirbelpartie zu zeigen. Der untere dunkle Rand von 7a ist der Rest der Area. Zum Vergleich mit 1, 4, 5 u. 6.
Marienheide, Bl. Gummersbach.
Sammlung des Verfassers.

Fig. 8. *Spirifer alatiformis* Drevermann 442
8a—c. Gipsabguß der Außenseite eines doppelklappigen Exemplars.
Wettelsdorf. Sammlung des Senckenbergianum, Frankfurt.

Fig. 9. *Spirifer dorsocavus* Spriestersbach 444
Doppelklappiges Exemplar mit Kalkschale. Zum Vergleich mit 8.
Klefhaus bei Overath, *Cultrijugatus*-Zone.

Fig. 10. *Rhynchonella Adolphi* Barrande var. *mimica* Barrande 434
10a—d. Doppelklappiger Steinkern. Vergr. 2 : 1.
Züschen, Bl. Hallenberg. Kieselgallenschiefer.

Fig. 11. *Terebratula* aff. *cimex* R. u. E. Richter 444
Skulpturkern einer Dorsalklappe.
Bahnhof Wingeshausen.

Tafel 16

Seite

Fig. 1—5. *Stropheodonta* (*Douvillinella*) *filifer* W. E. Schmidt 432
1a, 2. Steinkerne der konkaven Stielklappe.
1b. Abdruck von 1a nach einem Wachsabguß.
1c. Skulpturteil von 1b, stark vergrößert.
3, 4a. Steinkerne der konvexen Armklappe.

4b. Schloß- und Muskelapparat von 4a, stark vergrößert
5. Inneres einer Armklappe nach einem Wachsabdruck.
Selbecke.

Fig. 6, 7. *Pleurotomaria tricincta* A. Roemer 426
6a, b. Wachsabguß eines Gehäuses von oben und von der Seite, vergrößert 2 : 1.
7. Wachsabguß der Basalfläche eines anderen Gehäuses, vergrößert 2 : 1.
Selbecke.

Fig. 8. *Turbonitella* cf. *piligera* Sandberger 428
Wachsabguß eines Gehäuses.
Selbecke.

Fig. 9. *Eunema venusta* n. sp. 427
9a. Wachsabguß eines Gehäuses.
9b. Derselbe vergrößert.
9c. Basalfläche von 9a vergrößert.
Herrentrop.

Fig. 10. *Pleurotomaria findespinosa* Dahmer 427
10a. Wachsabguß eines Gehäuses.
10b. Derselbe vergrößert.
Selbecke.

Fig. 11. *Acmaea? parvula* n. sp. 429
Steinkern und zugehöriger Abdruck. Letzterer nach einem Wachsabguß.
Züschen, Bl Hallenberg.

Tafel 17

Seite

Fig. 1. *Straparollus millecostatus* n. sp. 427
1a, 1b. Steinkern und Abdruck eines Gehäuses. Letzterer nach einem Wachsabguß Vergr. 2 : 1.
Selbecke, Bl. Kirchhundem.

Fig. 2. *Bellerophon* (*Bucaniella*) *dorsocavus* n. sp. 430
2a, b. Steinkern vom Rücken und von der Seite. Vergr. 3 : 1.
2c Wachsabguß des Abdrucks, 2d, derselbe vergrößert.
2e. Skulpturausschnitt des Schlitzbandes und der linken Seite, stark vergrößert.
Selbecke.

Fig. 3. *Bellerophon* (*Salpingostoma*) *macrostomoides* Sandberger 429
3a, b. Steinkern von der Seite und von oben.
3c. Skulpturausschnitt des Rückens nach einem Wachsabdruck, stark vergrößert.
Selbecke.

Fig. 4. *Bellerophon* (*Salpingostoma*) *subtilistriatus* n. sp. 430
4a, b. Steinkern von der Seite und von oben.
4c. Inneres der Mündung nach einem Wachsabdruck.
4d. Skulpturausschnitt des Rückens, nach einem Wachsabdruck. Vergr. 2 : 1.
Selbecke.

Fig. 5. *Spirifer montanus* n. sp. 437
5a—c. Doppelklappiger Steinkern in drei verschiedenen Ansichten.
Marienheide, Bl. Gummersbach. Sammlung des Verfassers.

Fig. 6. *Conularia montana* n. sp. 431
6a. Steinkern. Die obere Hälfte ist abgesprungen und zeigt den Abdruck der Rückseite.
6b. Wachsabguß von 6a, stark vergrößert. Die obere Hälfte, besonders auf der rechten Seite, zeigt die Außenskulptur.
Blumental bei Remscheid. Sammlung des Verfassers.

Über Kieselsäureseptarien und -Geoden (Lithophysen) in Verbindung mit Eruptivgesteinen

Von Herren **Otto M. Reis** und **Fritz Heim** in München

Hierzu Tafel 18

1. In den Erläuterungen zu Bl. Brückenau und Geroda der bayr. geol. Karte 1:25000, S. 14—15, habe ich kurz Kieselsäureknollen von unregelmäßig rundlicher Gestalt, gerunzelter Oberfläche und meist bräunlicher Farbe behandelt, welche z. B. an der Grenze von Basalt und Muschelkalk auftreten und mehrfach Kalksteine in ihren Fossileinschlüssen und ihrem Zerklüftungsgefüge umwachsen, aufzehren und ersetzen, ebenso treten sie in Rötschiefern auf; auch habe ich sie an einer Stelle in einer älteren Tuffmantelschicht eines Basaltschlots mit Röt- und Muschelkalkbrocken gefunden, so daß es den Anschein hat, als gehörten sie der ersten Basaltdurchbruchszeit an. Selten sind die Knollen weißlich hornsteinartig und machen den Eindruck späterer Bleichung[1]). Die Knollen zeigen im Innern ausnahmslos quer schief und rings gestellte, in letzterem Falle der Oberflächenrundung entsprechend gebogene Zersprengungsrisse, deren Wände mit Quarzkriställchen, mit Opal und Chalcedon bekleidet sind; sie bestehen selbst aus kurz- und feinfaserigem bis fast dichtem Quarz, dessen Kristalle in Entglasung aus kolloider SiO_2 sich gegenseitig überkreuzen. Sie unterscheiden sich von offenbar jüngeren ebenso z. T. kreuzfaserig entglasten großfladigen Opalausscheidungen zwischen den Säulen eines Dolerits bei Zeitlofs und bei Steinheim a. M. (vergl. REIS und SPENGEL, Geogn. Jahreshefte 1921, S. 247—254 und Erl. z. Bl. Brückenau usw., S. 51), welche auch allerdings mikroskopische Zerreißungslücken, mit Chalcedon erfüllt, aufweisen. Man muß diese gar nicht seltenen Gebilde in der Umgebung der Basaltschlote Eisenkieselseptarien nennen. Sie kommen nicht mit oder neben den sandigen Quarziten vor; es ist aber nicht ausgeschlossen, daß die gelöste Kieselsäure, welche die letzteren an der Oberfläche bindet und die der Septarien im Erdinnern an der Kontaktfläche einen gemeinsamen, vielleicht thermalen Ursprung hat.

[1]) Dr. LOTH. REUTER hat mir ein vergleichbares Gebilde aus dem Basalttuff von Wiesau (Oberpfalz) überlassen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

2. Diese Gebilde schaffen eine gewisse Brücke zu anderen der Form und Innenzersprengung nach noch mehr Septarien zu nennenden geodenartigen Knollen in Porphyrströmen (vergl. solche im Lierbachtal in Baden in Geogn. Jahreshefte 1923, S. 94 und 102; Literatur daselbst). Ich erklärte sie nach diesen Kennzeichen als im feinen Fließgefüge des Fluidalporphyrs durch Kieselsäureheranziehung (kolloid) geodenartig aufgequollene sphäroidische Gebilde (über faustgroß), welche im Innern unregelmäßig grobstrahlig und rundschalig, wie durch Lösungsverlust (Wasserabgabe, Abkühlung) zersprengt scheinen, und deren Zersprengungsfugen und -löcher — nicht ohne vorher ganz zweifellos durch Auflösungen nicht unbeträchtlich erweitert zu sein — z. T. durch Quarz, z. T. durch achatartig gebänderten Chalcedon erfüllt oder nur wandbekleidet sind. Die Achaterfüllung zeigt eine erste Generation, öfter über verkieselten Stengelkristallen (Zeolithe oder Aragonit), eine horizontale Bodenschichtung in der zweiten Generation, und einen regelrechten Mittenquarz. — Die diese Knollen umgebende, nicht in Geoden geformte fluidale Magmamasse ist an diesem Fundorte klein sphärolithisch quarzfaserig nach Sauer in eine nicht kongruent gefelderte Quarzpseudomorphose nach Sphärolithporphyr umgewandelt. Die Geodenform und mindestens ein Teil ihrer Septarisierung ist älter gewesen, als jene kleingliedrige Sphärolithmasse und ihre Pseudomorphose. Hierüber muß in verschiedener Hinsicht noch Einiges zu meinen Ausführungen (G. J. 1923) nachgetragen werden, welche zunächst lediglich die unzweideutige Gestaltung im Großen behandelten.

Wenn A. Sauer betont, daß die Knollen keinerlei Andeutung radialfaseriger Struktur besäßen, so gilt das von vorliegenden Fundstücken nur hinsichtlich kleiner Kügelchen; in der Tat sind diese Knollen fast durchgängig strahlig-querfaserig durchkristallisiert; die Fasern bestehen — ich führe hier zu der grundlegenden und auffälligsten Diagnose wie im folgenden das Untersuchungsergebnis des Petrographen Dr. Fritz Heim an — aus einem etwas trüb gewordenen Feldspat (positiver Zonencharakter), wahrscheinlich Orthoklas. Diese Faserung durchsetzt nicht nur die Linien (bezw. Flächen) der Fluidalschichtung, sondern auch die letztere durchschneidenden Linien (bezw. Flächen), welche der äußeren Oberflächenrundung des Knollens gleichlaufen (Fig. 1 und 2), und in welchen die meist von innen nach außen hintereinander gereihten (nicht stets richtig zwiebelschalig genannten), im Querschnitt sichelförmigen, mit späteren Absätzen erfüllten Lücken angeordnet sind. Diese Faserung verstrahlt auch bei den größten Knollen nicht nur von Innen nach Außen, sondern auch für sich bei den stehengebliebenen Wänden zwischen den erwähnten sichelförmigen Lücken; hier beginnt die büschelig-bündelig entwickelte Faserung auf der Innenfläche der Wände stets neu (während sie durch die Fluidalschichtung hindurchsetzt) und verstrahlt nach der Außenfläche der Wände. Unsere Schliffe zeigen, daß eine schwache und kurze Verstrahlung zweifellos auch nach rückwärts stattfindet. An den Kreuzungsstellen mit den Fluidallinien gehört der Verstrahlungs-Ausgangspunkt beiden Linien

an und die Strahlen biegen sowohl in die Fluidalschichtung[1]), wie in die Zwischenwände ein. Die Bündel scheinen hier voneinander entfernt, aufgelöst. Hierdurch wird schon nahegelegt, daß die Entstehung der sichelförmigen Lücken, welche das Bild einer nicht ganz regelmäßigen Zerreißung darbieten, älter ist als die Faserung, mit welcher hingegen an anderen Stellen auch keine Zerreißung notwendig verbunden ist; letztere erscheint also als eine Folge der beginnenden Koagulation des geflossenen Magmas, durch welche freilich die Faserkristallisation eingeleitet sein kann. Dieser letztere Vorgang in einer zwar innerlich etwas zerrissenen, aber doch innerhalb einer Formgrenze überwiegend zusammenhängenden Masseneinheit ist in der nicht ganz ausschließlichen aber doch vorwiegenden Einseitigkeit seiner Faserrichtung bedingt durch die engere und weitere Umgebung des Knollens als Teil eines nach den Außenflächen der Stromdecke sich abkühlenden und auch abgasenden Magmas. Dies wirkt als Ganzes auf die kugelige Oberfläche der Knollen und die ihrer Innenwände so ein, daß die im Sinne einer Annäherung der Fasern nach der stärker gekrümmten Innenfläche der Wände gerichteten Faseranlagen sich dahin enger zusammenschließen und so je nach der größeren und geringeren Stärke des Längenwachstums schließlich langgezogene, dendritisch verzweigte oder kurzfaserige büschelig zusammengeschnürte Faserverbände bilden.

Das zwischen diesen jedenfalls im Vorrang entstandenen Feldspatfasern auftretende Mineral ist nach eingehend genauer Feststellung Quarz. Was sein kristallographisches Verhalten betrifft, so möchte ich die von HEIM bestätigte Beobachtung hervorheben, daß dieser Quarz nicht ebenso dendritisch ist, sondern in benachbarten Faserzwischenräumen zu einheitlich orientierten Körnern gehört, so daß ein mehr oder weniger deutliches Felderungsbild von verschieden großen, unregelmäßig zerlappten, miteinander verzahnten Quarzen zu erkennen ist. Dies beweist auch wieder für sich, daß der Quarz als jüngere Entstehung die Feldspatfasern umschließt; er ist ein Restlückenquarz, der ja freilich aus einem ursprünglichen Faserquarz einer Pseudosphärolithbildung nachträglich entstanden sein könnte. An den meisten Stellen beobachtet man noch ein sehr feines, etwas ungleichmäßiges Korn zwischen den Fasern eingestreut; es ist Quarz in kryptokristallinischer Form. »Feinste Sericitflimmerchen stecken im Feldspat und in der Kieselsäurezwischenmasse, in ihrer Anordnung und Richtung dem Feldspat folgend«. Das Fluidalgefüge ist nach HEIM oft schwach angedeutet durch Unterbrechungen der Faserungen, welche hauptsächlich von dem kryptokristallinen Quarz erfüllt sind, während die großen Quarze quer durch sie unregelmäßig hindurchsetzen.

Es ist noch hervorzuheben, daß in den sichelförmigen Lücken die Ränder nur ganz unvollkommen aufeinanderpassen, so daß es fraglich

[1]) Die Fasern biegen gelegentlich auch nach unten um, so daß an Fließfugen die Fasern von unten und oben sich begegnen; dies ist besonders der Fall, wo zwischen Fließfugen die äußere Oberfläche sich wulstig vorbiegt.

scheint, ob nur reine Zerreißungslücken vorliegen. Die äußersten Faserenden der vom Klarquarz umschlossenen Faserbüschel sind derart ungleich an Länge und so an Zahl und Umfang vereinzelt in den Quarz eingeschlossen, daß die S. 452 erwähnte aus grob deutlichem makroskopischen Befund gefolgerte Ansicht, als seien an den Zerreißungsrändern nicht unbeträchtliche Teile durch Auflösung völlig verschwunden, auch hierdurch bestätigt wird. Tatsache ist, daß bei der körnigen Verquarzung auch im Innern der Faserkugel noch Auflösungen und Umsetzungen stattgefunden haben, woraus man schließen darf, daß beide Tatsachen einem einheitlichen Vorgang zu verdanken sind.

Von diesen rundschaligen Zerreißungen sind in Größe durchaus nicht so verschieden, ebenso mit Chalcedon und Quarz erfüllte Zerreißungsklüfte zu nennen, welche schief quer durch das Fluidalgefüge der Knollen hindurchgehen, aber zweifellos erst nach deren abgeschlossener Durchfaserung entstanden sind, wodurch ein gewisser Unterschied in der Gestaltung gekennzeichnet ist. Die die erste Zerreißung verursachenden Spannungen blieben z. T. latent und wurden erst später gelöst (vergl. unten).

Ganz anders als die im wesentlichen einseitig gerichtete Feldspatfaserung verhält sich die letzte Füllung in den sichelförmigen Zerreißungslücken; an ihren Außen- und Innenrändern treten zuerst nach der Mitte der Lücken gerichtet, drusig eingestellte kleine, in ihrer Form etwas zweideutige stengelige bis nadelige Kriställchen auf, welche Dr. Heim nach dem Achsenbild als Quarz bezeichnet; sie enthalten ziemlich viel Hohlräume, von Gaseinschlüssen herrührend. Ebenso nach der Mitte gerichtet sind die darauffolgenden Chalcedonausscheidungen, in ihrer Faserung und Schichtung rings gleichmäßig die Höhlungen auskleidend. Hier ist also auch sicher eine vorher bestehende Höhlung für das Wachstum der Kristalle maßgebend, wie bei allen Achatbildungen. Über der ersten Chalcedongeneration ragen auch gelegentlich jetzt verkieselte Zeolith- oder Aragonitstengel bündelig nach innen vor. Die Verkieselung findet nach Dr. Heim's Feststellung als Chalcedon statt, welcher z. T. senkrecht zu der Oberfläche der Urkristalle gefasert ist. Ganz anders verhält sich die obenerwähnte Verquarzung am ersten Rande der sichelförmigen Höhlen; es sind nach Dr. Heim einheitliche, aber durchaus nicht mit der Richtung und längs der Stengelkristalle optisch übereinstimmende Quarze, wohl Pseudomorphosen nach Zeolithen, welche Quarzsubstanz aufgenommen haben und in der mehrerwähnten feinkörnigsten Form ausgeschieden und später vereinheitlicht enthalten.

Die erste Achatgeneration hat auch hier eine Moosachatausbildung, wenn auch nur in kurz verlängerten stalaktitoidischen Formen; es ist kennzeichnend, was ich auch an anderer Stelle hervorgehoben habe, daß die größte Längenausbildung von oben nach unten (Geogn. Jahresh. 1918, S. 70, Nr. 146) stattfindet und nichts mit dem Auftrieb der sog. Kieselsäuregewächse von unten nach oben zu tun hat. Die zweite Achatgeneration ist wesentlich frischer und ganz ohne Anzeichen ausgelaugten bezw. abgeänderten Urzustandes.

In der zweiten Achatgeneration tritt auch öfter Horizontalschichtung der Achatbänderung auf, welche die Lage der Knollen im Gestein feststellen und erkennen läßt, daß die ältere und schalig angelegte Zersprengung in den Knollen sowohl oben wie unten gelegen sein kann.

In den beiden äußersten rundschaligen Zersprengungsräumen macht sich zwischen dem randlichen Erstquarz und dem Chalcedon, aber auch wo dieser fehlt, eine Vollfüllung von sehr feinkörniger, von Dr. HEIM als Quarz festgestellter Masse geltend. Etwas ähnliches tritt auch in etwas gröberer Körnung hie und da in nicht ganz durchgefaserten Schichten von Feldspat auf.

An einer Seite der sichelförmigen Zersprengungen ist deutlich, daß der Zusammenhalt in fluidaler Richtung recht stark ist; hier werden erstere unterbrochen und die Zersprengung setzt sich noch etwas zwischen die Fluidalstreifen fort; ihre Zwischenräume sind erfüllt von feinster Quarzkörnelung mit Sericit und mit verzapften Quarzneubildungen, die mit den Randquarzen der Chalcedonfüllungen übereinstimmen.

Auf der gleichen Seite des Dünnschliffes schalten sich etwas entfernter vom Umfang gelbliche Fluidalzüge ein, welche auskeilen und einzeln sich abbiegen und verschmelzen, z. T. wolkig-flockig unscharf, z. T. auch scharf linienhaft begrenzt sind; dazwischen ist entweder felsitisch dichte Grundmasse oder gefaserte Masse, deren Faserung mehr in die Lage selbst abgebogen ist. An sie anschließend treten längliche Züge und Nester von Klarquarz auf mit Übergängen in feinstes Korn, welche auf spätere Ausfüllungen von Hohlräumen in der Fasermasse zwischen den gelblichen Bändern und dem nicht gefaserten Felsit schließen lassen. Dr. HEIM konnte nicht feststellen, worauf die Färbung der lichtgelben Bänder beruht, deren Zusammensetzung aus Quarzen von sehr ungleicher Helligkeit (abgesehen von den gelblichen Wolken) bei großer Vergrößerung von fein granuliertem Aussehen (Opaleinschluß?) zweifellos ist. Er macht auf die in den Porphyrkugeln von Groß-Umstadt auftretenden fluidalen und interfluidalen schmalen länglich walzenförmigen bis kugeligen Einschlüsse aufmerksam, welche offenbar beiläufig die gleichen Gebilde darstellen (vergl. unten S. 470).

Ein anderes Stück vom Lierbachtal zeigt nach Dr. HEIM etwas stärkere Zersetzung der Feldspatfasern, vollkommenes Verquarzungsmosaik, aber schärferes Absetzen der Verquarzung an den fluidalen Trennungslinien; an der Grenze gegen einen mit Chalcedon erfüllten Hohlraum ist gelegentlich eine auch hierhin hereinragende Feldspatfaserverzweigung beobachtet. Eine kleine Halbkugelwarze sitzt dem großen Knollen auf mit sichelförmigen Ersträumen, in welchen in der Hauptsache eine Quarzfüllung, kein Chalcedon, vorhanden ist; an der Grenze des Quarzes und in ihm treten auch hier scharfe Kristallnadeln und kleine Prismen auf, welche Pseudomorphosen von Quarz sind und den Quarzpseudomorphosen auf S. 454 verglichen werden müssen.

Ein drittes Stück des gleichen Fundorts zeigt keine dem Kugelumfang gleichlaufenden Schalenspalträume, sondern eine größere innere mit Chalcedon ausgefüllte, breit eckig und spitzgeschwänzt nach dem Umfang vorspringende Höhlung, von deren Außenrand an einer Stelle besonders lange, stengelige Kristalle in Chalcedonpseudomorphose nach innen ausstrahlen. An einer Stelle des Querbruchs erkennt man ein Vordringen des Chalcedons innen in der Grundmasse des Knollens.

In einem Ringsstreifen zeigt sich eine ähnliche Verkieselung zwischen dem Außenrand des Knollens bezw. seinen den Fluidalschichten entsprechenden Einschnürungen und einer weißlichen dem Porphyrgestein angehörigen Masse; in dieser treten eine große Anzahl sphärolithischer Kügelchen oder Halbkügelchen bis zu 1,5 mm Durchmesser hauptsächlich zu beiden Seiten der hier öfter durch Schubbewegung schärfer gekennzeichneten Fluidaltrennungsflächen auf; diese sind auch noch in dem Knollen, aber nach innen abnehmend, nachweisbar und beanspruchen eine erhöhte Aufmerksamkeit (Tafel 18, Fig. 3).

Ihrer Form nach unterscheiden sich diese kugeligen Gebilde von der kristallinischen Faserverzweigung; sie haben keine gestrecktlinige, mehr eine fast kurzwellig schwach gebogene Begrenzung; ihre Verzweigung erinnert mehr an Schläuche oder an die Dendritenform von Kolloiden[1]). Sie liegen im Innern der Fasermasse mehrfach in einer Linie, wie dies auch außerhalb der Kugel eben erwähnt wurde; diese Linien gehören dem Fluidalgefüge an, auch wo sie zwischen zwei wulstig vorwachsenden, fast äquatorialen Oberflächenerhebungen nur seitliche Begegnungslinien der büschelig sich ausbreitenden Faserkristallisation sind; die kugeligen dendritischen Verzweigungen sehen aus, wie in die feine Feldspatfaserverzweigung hineingeschnitten.

Merkwürdig ist, daß im Kern der Sphärolithoide ein rundlicher blasenartiger Anfang steckt, der von einer dicken bräunlichen Hülle umgeben ist; die Blase ist mit Quarz erfüllt und die Hülle ist fast amorph; eine röhrige Verbindung scheint nicht vorzuliegen[2]). Mehrfach sind die Verzweigungen kaolinisch weiß oder auch braunrötlich gefärbt, was sie der Feldspatdeutung nahebringt. Die besterhaltenen haben nach Dr. Heim's nachfolgender Kennzeichnung eine niedere Lichtbrechung; ein Aufbau aus feinen der Längsrichtung der Äste nach gestreckten Kryptofasern läßt sich erkennen; diese haben positiven Zonencharakter, ergaben in ihrer Gesamtheit ein wechselnd deutliches zweiachsiges Achsenbild; die Achsenebene steht quer zur Faserung. Vermutlich handelt es sich um Feldspatgebilde. A. Sauer

[1]) Bross bildet sehr vergleichbare Gestaltungen in weniger guter Erhaltung des inneren Feingefüges (1910, vergl. unter 3. Dossenheim) mit Beziehung auf Beobachtungen von Vogelsang in seiner Taf. V, Fig. 8 (S. 19) gut ab. Vergleichsweise sind unten S. 476 unter 15 gestaltlich ziemlich ähnliche Gebilde von etwas größerem Umfang näher untersucht (Taf. 18, Fig. 4).

[2]) Auch in den übrigen Fließfugen ist hierbei ein dem Kern der sphärolithoiden Dendriten sehr ähnlicher, verlängert walzenförmiger Absatz eingedrungen, der in Quarz verwandelt ist und von welchem aus Auflösungen der Feldspatfasern mit stärkerer Verquarzung der erweiterten Zwischenräume eingetreten ist.

hat Beobachtungen an ähnlichen Gebilden, vielleicht von etwas anderer Erhaltung in Erl. z. Bl. Gengenbach 1894, S. 48 veröffentlicht; er erwähnt sie lediglich aus dem die Faserknollen umgebenden Porphyrgestein. Die Tatsache, daß sie auch in erstere auf vorgebildeten Fugen eindringen, ist wichtig; hierfür muß noch etwas weiteres berücksichtigt werden.

Derselbe Faserknollen enthält, wie erwähnt, ungewöhnliche nachträgliche Verkieselungen im Innern und am Rande; letztere ist untersucht; sie besteht nach Dr. HEIM aus einer ungleichmäßig feinkörnigen Chalcedonmasse, welche aber keine Anzeichen einer Hohlraumausfüllung aufweist; ein Beweis aber, daß ungewöhnliche Stoffwechsel bei der Chalcedonbildung eingetreten sind, ist in folgendem zu sehen: Dr. HEIM erkannte in dem Chalcedon stellenweise gehäufte und vereinzelte scharfkantige, rhombische Kristallformen, deren Doppelbrechung vielfach vom Chalcedon beeinflußt, deren Lichtbrechung aber deutlich niedriger ist, als die des Chalcedons; sie dürften demgemäß vereinzelte Feldspatkriställchen darstellen, welche als Neubildungen der Chalcedonausscheidung vorangehen; die Feldspatlösung dürfte auf die erwähnte Resorption der feinsten Enden der Feldspatfasern zurückgehen.

Ich habe vergleichbaren Gebilden weiter nachgeforscht und habe aus den Porphyrdecken des Thüringer Waldes nördlich von Suhl sowie von Groß-Umstadt in Hessen Belegstücke davon untersucht; durch die eingehenden Erläuterungen von E. ZIMMERMANN bezw. die Arbeit von VOGEL sind zwar diese Gestaltungen sehr gut gekennzeichnet; es ist aber notwendig, hierüber im Zusammenhang mit dem Aufbau der sog. Schneekopfkugeln noch einiges nachzutragen. Die Leitung der preußischen und hessischen geol. Landesanstalten haben mich mit guten Belegstücken freundlichst unterstützt; auch habe ich an den thüringischen Fundorten selbst gesammelt.

E. ZIMMERMANN hat in den Erläuterungen zu den Blättern Suhl und Crawinkel schon zwei Gestaltungen auseinander gehalten: die sog. Schneekopfkugeln (Sphärolithe) und die Lithophysen; erstere lösen sich im Gegensatz zu den vergleichbaren Achatkugeln in den Diabasen und Porphyriten leicht und völlig ringsum aus dem Gestein, während letztere meist eine Außenschicht verlieren; es hat dies seinen wichtigen Grund. Die Sphärolithe bestehen nach E. ZIMMERMANN aus Quarz und Feldspat, sind also Pseudosphärolithe. Die »Lithophysen« sind völlig gleich dem, was ich in Geogn. Jahreshefte 1923 Kieselsäureseptarien nannte, denen man ebenso die Bezeichnung Porphyrgeoden zukommen lassen kann.

3. BROSS hat bei seiner eingehenden Behandlung des Dossenheimer Porphyrs im badischen Odenwald (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Nkde. in Württemb., B. 66, 1910) auch dessen Lithophysen in der Form, der Art ihres Vorkommens usw. Erwähnung getan.

Was bei meinen Stücken seltener der Fall ist, das scheint hier häufiger zu sein, nämlich das teilweise Verlaufen oder Einmünden der Kammerspalten in das Fluidalgefüge der Knollen; sie scheinen weniger massig zu sein und sich schwerer aus dem Gestein körperlich loszulösen; sie sind wie Geoden in der Masse streifenartig »gelagert« und auch so verlängert geformt. Bross scheint sich auf die Seite der Ansicht zu stellen, daß alle die einseitig gerundeten Wände, Aufblätterungen und Durchbrechungen durch sich ausscheidendes Gas hervorgebracht seien; ich kann dem nicht zustimmen, wir dürfen umgekehrt erst durch die unzweifelhafte Form auf etwaiges Vorhandensein des Gases und seine Wirkung schließen. Die Fugen oder Wände sind übrigens nicht oder nur ganz unregelmäßig und einseitig konzentrisch, mehr wirklich zwiebelschalig.

Eine Annäherung an unseren Ansichten bildet aber die Beobachtung von bis nahezu 0,5 mm großen »Sphärolithen von Mikrofelsit« mit allerdings nicht mehr gut erhaltenem Fasergefüge und rotbrauner Verwitterung, welche sich meist an Einsprenglinge halten; sie haben eine typische Septarienzersprengung und dabei auch im Umfang einen randlichen Schwund, welcher von einem hellen Chalcedon als Saum der Kügelchen erfüllt ist; der Schwund äußert sich also hier nicht im Innern und das ist der wesentliche Unterschied dieser Sphärolithzersprengungen von den von mir angenommenen.

Bross steht mit der von ihm angenommenen Ansicht mehr auf Seite Zirkel's, welcher die von Iddings vertretene mit gewissem Recht bemängelt, während sie Rosenbusch anstandslos ansprechend findet. Eigentlich schließt sich der Iddings'schen Anschauung auch H. Platt an, der im Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanstalt 1917, S. 196 der Spannung der bei der Kristallisation austretenden Gase die Entstehung der Schlitzblasen und Höhlungen in den Lithophysen zuschreibt.

4. Sphärolithischer Quarzporphyr, die Lithophysen mit Achat gefüllt (Hauptgebiet des unteren Schwarzbachs am Ostfuß der Zelltafel bei Arlesberg, vgl. E. Zimmermann, Erl. zu Bl. Crawinkel, S. 64).

Die kugeligen, hellgrauen bis dunkelgrauroten Gebilde sind in regelmäßig fein fluidalem, licht grünlichem, vereinzelte stecknadelkopfgroße Quarz- und Feldspateinsprenglinge führendem Porphyr fest eingeschlossen; an der Oberfläche der glatten Ablösung der Knöllchen bemerkt man die feinen Abbruchstreifen des Fluidalgefüges. Dagegen ist das Gefüge der Kügelchen vorwiegend rundschalig, wenn man auch vereinzelt am Rand und im Innern noch breitflächige Reste der von der rundschaligen Umbildung umfaßten und verwischten Fluidalschichtchen erkennt. E. Zimmermann erwähnt von Fundorten im Bl. Crawinkel, daß dort das Fluidalgefüge ohne Änderung durch die Kugeln hindurchgeht (vgl. 2).

Es ist schon mit der Lupe ersichtlich, daß der rundschalige Bau mit vereinzelten, sich beiderseits zuspitzenden, dünnen Zwischenscha-

lungen von reinem Quarz zusammenhängt. Die gefärbten dickeren Schalen sind faserig, enthalten rötliche dunkle Fasern verwitterten und an Dicke verminderten Feldspats, während das übrige zum Teil faseriger Quarz ist, zum Teil die erwähnten Fasereinschlüsse durch Umwachsung enthaltender körniger Quarz. Weniger regelmäßig rundschalig sind die häufig einseitig in den Kugeln angelegten Kammern bezw. Achatfüllungen, welche die Fluidallinien öfters überqueren und durchbrechen; sie nehmen einen beträchtlichen Raum ein. Eine erste und zweite Generation ist im Achat deutlich zu unterscheiden, besonders auch, daß letztere in ihrer Schichtung an der ersteren rings abstößt; auch die Quarzmittendruse fehlt nicht. Die Zerreißungen, in welchen der Achat sich ansiedelt, springen vereinzelt von dem Innern eines Knöllchens nach dem andern, die Fluidalschichten durchquerend, hinüber.

Während die Fluidalschichtung im Innern der Knollen stets mehr und weniger deutlich querfaserig ist, nach Dr. HEIM auch aus Streifen einheitlich auslöschenden, aber doch wohl längsfaserigen Feldspats besteht, ist sie außerhalb der Knollen mit teilweiser Unterdrückung des Fließgefüges perlitisch. Die amorphe Masse ist jetzt unregelmäßig körnig entglast und die Zersprengungsfugen, -räume und -kerne sind mit einem chloritartigen Umwandlungserzeugnis blätterig-faserig erfüllt; seinem optischen Verhalten nach ist es nach Dr. HEIM eher Serpentin bzw. ein Leptochlorit (Doppelbrech. zieml. hoch, $Ch_z = +$, Pleochroismus grasgrün : gelbgrün). Das Fluidalgefüge erscheint hier im Wechsel von Felsit mit weniger feinkörnigen Streifen (Dr. HEIM).

5. »Lithophysenporphyr« vom Kanzlersberg, SO-Seite (Bl. Mehlis) ges. R. SCHEIBE.

Lichtgrau rötliches, rauhes Gestein mit stellenweise weniger deutlichem gestauchtem Fließgefüge, mittelgroßen Einsprenglingsquarzen und mehr und weniger zersetzten Feldspäten. Das Gestein ist ganz durchsetzt von kleinen Kügelchen bis Kirschengröße mit meist glatter Oberfläche, welche einem fein geschichteten, dünnen Kugelmantel angehört, in dessen Schichtfugen sich an die Rundung angepaßte Eisenglanzblättchen befinden. Solche zeigen sich übrigens auch in den fluidalen Zwischenfugen. Die Kügelchen besitzen häufig eine einfache, ungeteilte mittlere Höhlung, welche in wechselndem Umfang durch von dem Kugelmantel ausgehende, ziemlich gleichmäßige Quärzchen, selten ganz zugewachsen ist.

Man hat den Eindruck, als ob es sich hier in vielen Fällen um gewöhnliche Blasenfüllungen handelt; jedoch auch die »Lithophysen«-Kennzeichen fehlen hier nicht, besonders im Schliff sind hier an die mittlere Kugelhöhlung nach außen randlich angepaßte, im Schnitt sichelförmige Randhöhlen vorhanden, welche in gleicher Weise mit Quarz ausgekleidet sind. Die Feldspatfasern der Wand werden in offenbar vom Rande her durch Auflösung vermindertem, vereinzelten und verungleichten Bestand durch Quarz umschlossen. Was als Zerreißungslücken gedeutet wird, ist jedenfalls bei der Quarzumwachsung

nicht unbeträchtlich vergrößert. Daneben und darum finden sich nun zahlreiche Sphärolithe, welche nach Dr. Heim aus Feldspat mit Chalcedonfasern bestehen und selbständig in der Grundmasse entstanden sind. Sie besitzen im Kern eine Gruppe Quarzkriställchen und sind besonders in der Umgebung eines Lithophysenquerschnitts gut erhalten. Der Übergang in körnige Quarzfelder hat die nach Dr. Heim zu unterscheidende ursprüngliche Feldspatfaserung der Lithophyse bis auf die zerstreute Erhaltung vereinzelten noch deutlichen, tief dunklen, wohl ganz kaolinisierten Feldspats als auch dessen Negativ in Hohlräumen aufgelöst und ausgelöscht. In der inneren Quarzfüllung eines weiteren Querschnitts finden sich von Quarz umwachsene fast würfelbezw. rhomboederähnliche Körner eines doppeltbrechenden Minerals, offenbar Feldspats, welche nach Dr. Heim wohl der Feldspatneuausscheidung in den faserigen Chalcedonkugeln (S. 456, 457) entsprechen. Die fluidalgeordnete Grundmasse des Gesteins ist z. T. felsitisch, z. T. besteht sie aus kleinsten Feldspatmikrolithen, in welchen gelegentlich eine trachytisch fluidale Anordnung verlängerter Kriställchen (Orthophyrausbildung) zu erkennen ist (vergl. unten Nr. 6).

6. Lithophysenporphyr vom Harzwald bei Oberhof (Bl. Crawinkel), ges. E. Zimmermann.

Der genannte Forscher beschreibt derartige Gebilde in Erl. zu Bl. Crawinkel-Gräfenroda, S. 63—65 u. S. 67; das vorliegende Stück nähert sich in seinem Äußeren sehr dem unter 2. behandelten; jedoch beherrscht neben den großen Haupthöhlen hier das Lithophysenmerkmal: die sichelförmige Kammerung durch gebogene Scheidewände mit radialfaserigem Gefüge das Gebilde und Gestein so ausschließlich, daß stellenweise die eigentlichen Körper- und Knollentrennungen zurücktreten.

Der Körper des Gesteins verlangt noch einige Bemerkungen; die größeren Feldspateinsprenglinge sind in einem Schliff verhältnismäßig gut erhalten, doch auch oft zellig zerfressen; in einem tritt ein Zirkon auf, auch Eisenglanztäfelchen, welche übrigens auch in der Grundmasse zu beobachten sind. Vereinzelte große Quarzeinsprenglinge sind eckig abgesprengt, ohne weiter an den Absprengungsflächen noch resorbiert worden zu sein (vergl. S. 468, 473). In der nach Dr. Heim felsitisch dichten, kaum doppeltbrechenden Grundmasse, die in dem Schliff verhältnismäßig wenig verquarzt ist, erscheinen noch kleine und kleinste fluidalgeordnete, aber auch quergestellte, öfters in den Umrissen deutlich verlängerte Feldspatmikrolithen, welchen auch im großen und ganzen die größeren Einsprenglinge parallel laufen. Eine stellenweise Verquarzung findet von den Lückenquarzen und den Einsprenglingsquarzen in die Grundmasse hinein statt, so zwar, daß die größeren und mittleren der Feldspatmikrolithen von Quarz rings umwachsen werden.

Dr. Heim unterscheidet neben den typischeren Lithophysen in der Grundmasse Kügelchen von pseudosphärolithischer, manchmal granophyrisch erscheinender Quarz-Feldspatverwachsung, und auch

Kugeln, die vereinzelt reine Pseudosphärolithe von Feldspäten mit verzahnter Quarzfelderung sind und öfters einen einseitig liegenden Kern eines Quarz- oder Feldspateinsprenglings besitzen. Die Mehrzahl hat eine radialgefaserte Feldspatschale, deren Kern aus einem mehr pflasterförmigen Verband von Quarzkörnchen besteht, der auch häufig einseitig liegt; manchmal zeigen sich mehrere Feldspatschalen und ein mannigfacher Übergang zu nicht sehr ausgesprochener, aber immerhin deutlicher Kammerung, auf deren Einzelheiten nicht eingegangen werden braucht. In dem Kern der Kugeln findet sich im Dünnschliff neben Quarz noch Eisenglanz, Ferrit und wenig Anatas.

Nicht immer ist die Quarzansammlung rundschalig kugelig, sondern strahligzackig und septarienähnlich.

Als Letztbildung der Verquarzung der Grundmasse, der Zersprengungs- und (?) Blasenlücken ist das von E. ZIMMERMANN, a. a. O. S. 64, erwähnte Auftreten von Flußspatwürfeln zu betrachten; nach dem überlassenen Stück sitzt etwa 1 Würfel in jeder Haupthöhlung der Lithophysen, der Weite der Höhlung entsprechend bei durchschnittlich vergleichbarer Größe. Die S. 67 neben den Flußspatwürfeln erwähnten Anataskristalle hat E. ZIMMERMANN mit Recht als einen Beweis dafür angesehen, daß es sich hier um pneumatolytische Entstehungen aus sauren Fumarolen handle, was er auch Erl. zu Bl. Suhl S. 105 für die Entstehung der Sphärolithkugeln ohne diese Mineralien in Anspruch nimmt; besonders ist für ihn hier der Grund wichtig und von mir auch für die postvulkanische Entstehung der Achatdrusen umständlich in Anspruch genommen worden, daß gleichartige Mineralausscheidungen auf gewöhnlichen Klüften des Gesteins völlig fehlen. Auch DEECKE nimmt in Geologie von Baden, S. 174 I für die kleinsphärolithische Struktur des Gesteins um die badischen Lithophysen herum die Mitwirkung fluorhaltiger Gase an, wie in den sauren Laven Liparis, wo an den Stellen der Fumarolen völlige Verquarzung und massenhafter Absatz von Kieselsäure beobachtet ist.

Wichtig für mich ist, daß die angenommene Blasenbildung und anschließende Kammerzersprengung mit ihren Mineralien älter ist, als diese postvulkanischen Umbildungen und Mineralneubildungen von Flußspat und Anatas, daß sie den letzteren um ein weniges vorausgegangen ist.

Was mir aus der Behandlung der Tatsachen unter 5. und 6. wahrscheinlich ist, ist, daß auch hier zu einer einfachen ersten Blasenbildung[1]) mit einer ersten etwas stärkeren Gasentbindungs-Erstarrungshülle in letzterer der Vorgang schaliger Zersprengung, aber in erhöhtem Maße hinzugetreten ist, der auch in der Hülle der Schneekopfkugeln vereinzelt angedeutet zu sein scheint.

---

[1]) Ich habe durch eigene Einsammlung die Beobachtungen vermehrt; ich bin zu der Überzeugung gekommen, daß auch hier durch Auflösung der Scheidewände (vergl. S. 454, 465) größere Hohlräume im Innern der Kugeln entstehen, in denen die Strünke der Scheidewände als mit Quarz überwachsene Oberflächenfalten erscheinen; ein Nachweis wirklicher Blasenanlagen ist nicht zu erbringen (vergl. Nr. 8).

7. Schneekopfkugeln vom Berkopf (Samml. des Schulrats Gleber, Arnstadt).

Diese Kugeln hält E. Zimmermann als durch Gasblasen entstanden, um welche eine sphärolithische Erstarrung stattfand (Bl. Suhl, Erl. S. 107—108).

Es handelt sich a) um die Untersuchung von Bruchstücken, welche ich selbst von einer großen ziemlich gleichmäßig hohlen Kugel (Sphäroid) von Kindskopfgröße von ziemlich gleichmäßiger Rundung mit schwach nierenförmiger, roter Oberfläche und grünlichen Abbruchresten in nierigen Furchen abgeschlagen habe und b) um ein einzelnes wichtiges Bruchstück auch einer größeren Kugel von unbekanntem Umfang.

Die Kugeln lösen sich offenbar stets mit einer ihnen eng verbundenen Gesteinshülle aus dem Porphyrgestein; sie haben traubig-nierenförmige Oberfläche. Diese Hülle zeigt neben dem Wandbelag der bisher als Blase aufgefaßten Höhlung eine annähernd rundliche Gleichlagerung grobfluidal geordneter länglicher großer Feldspäte mit der Oberfläche; besonders gegen außen deutlich zeigt sich daneben — an einzelnen Stellen trotz einer gewissen kugelschaligen Gesteinsunterbrechung — ein schon mit der Lupe deutlich werdendes, z. T. langstrahliges Feingefüge, welches in einer senkrechten Anordnung der kleinsten Faserteilchen gegen die Oberfläche besteht; es beginnt auch schon am »Blasen«rand und strahlt von den Einsprenglingen für sich aus. E. Zimmermann erwähnt in Erl. zu Bl. Suhl S. 97 eine »Pseudosphärolith«bildung auch bei den kleineren Sphärolithen (erbsen- bis walnußgroß) des Lagers in den Gehrener Schichten. Dies trifft auch für unser Stück zu; es handelt sich hier nach Dr. Heim's ausdrücklicher Hervorhebung um Feldspatpseudosphärolithe, in jedem Falle um fast regelmäßige und scharfbegrenzte Faserdendriten und Büschel von Feldspat und um Quarzkörner, wie bei 4. und 5. Der Feldspatanteil ist verwittert und mit Eisen angereichert, der Quarz an den besterhaltenen Stellen auf Kosten der Feldspatfasern in der Anlage verbreitert, in der Nähe des Achatrandes tritt eine großkörnige Verschmelzung der Quarzteilchen, z. T. unter Verdrängung und Aufzehrung der Feldspatfasern ein; nach dem Außenrand der Hülle sind die Fasern noch getrennt. Das Wachstum ist nach außen büschelig. Diese Faserrichtung ist durch die Einsprenglinge derart ablenkend beeinflußt, als hinderten sie das Wachstum nach außen, so daß sich die Fasern um die Einsprenglinge herumbiegen, dadurch hinter ihnen von beiden Seiten sich wieder entgegenwachsen müssen und in Begegnungslinien winklig aneinanderstoßen. An einer Seite laufen die Fasern schief und fast senkrecht auf die Achatkruste aus, so daß hier eine jener späteren Zerreißungsflächen vorliegt, welche auch bei 2. erwähnt wurden. Es ist das, was E. Zimmermann (Erl. z. Bl. Suhl S. 107) erwähnt und als Kontraktionsrisse vermutungsweise richtig deutet, wodurch die »Blasen« gelegentlich bei der Auswitterung eine polyedrische Gestalt annehmen.

Im anderen Falle handelt es sich um eine Ausscheidung, welche

sehr zarte, ungleichmäßig gefelderte Faserung zeigt, zwischen welcher auch noch amorphe Substanz vorhanden ist. An ganz einzelnen Stellen (in etwa drei Schliffen) sehe ich, zumal zwischen Einsprenglingen, eine nach außen gebogene dichtgestellte, mit der Achse der Bögen strahlig gerichtete Bänderung (auf 1 mm 8 bezw. 1,5 mm 16 Streifen), welche an Breite an- und abschwellend auftauchen und verschwinden; es treten in der durch zahlreiche Ferriten gelblich trüben Gesteinsgrundmasse, welche nur etwas heller ist, hintereinanderliegende sichelförmige Räume auf, welche ganz hell sind. Beide Stellen sind an der äußeren Grenze der beschriebenen Pseudosphärolithhülle und bestehen ganz aus Quarz; sie bilden eine körnig verquarzte Grundmasse und mit gebogenem Klarquarz erfüllte Räume, welche dem Quarz in den Zersprengungsräumen von 2., 4. und 5. entspricht. Es sind aber selbständige, nicht mit der Sphärolithhülle zusammenhängende, sehr seltene Gebilde.

Während diese Hülle um die großen Blasenräume gewöhnlich porphyrartig braunrot gefärbt ist, setzt sich das die Kugel ringsumgebende Gestein dagegen dunkelgrün ab. Die Grundmasse ist hier ziemlich gleichmäßig quarzitisch körnig gefeldert; die Körnchen sind nicht scharf voneinander abgesetzt und dazwischen schiebt sich der Träger der grünen Farbe, die mit Eisenoxydul gefärbte oder verbundene Kieselsäure. An dieser Ringsgrenze, an welcher sich die Schneekopfskugeln mit ihrer Gesteinshülle so leicht ablösen, beginnt also die stärker im kleinen umgewandelte Gesteinsmasse. An einer Stelle ist hier das Gestein perlitisch durchsprengt und die Zersprengungsrisse sind mit einem grünlichen glimmerigen Mineral (Delessit?) erfüllt; die Masse ist unregelmäßig flockig-körnig entglast.

---

8. In Erläuterungen zu Bl. Brückenau und Geroda, S. 51, u. Geogn. Jahreshefte 1923 S. 101 habe ich darauf aufmerksam gemacht, daß kleine Bläschen in dem glasreichen Feldspatbasalt vom Schwarzenfels bei Mottgers mit einer chloritischen Masse regelrecht achatartig geschichtet erfüllt sind und davon deutlich abgesetzt eine Hülle haben, welche wie das Glas der übrigen Grundmasse amorph, aber in einfachem Licht nicht so durchsichtig ist; sie besteht zweifellos in einer Grundmasse-Ausbildung, welche wohl von dem Blasenraum ausgeht und außerdem wurmförmig strahlige Fortsätze in den noch weichen Magmafluß entsendet. Eine ähnliche Beobachtung macht BAUER im Basalt vom Stempel bei Marburg (N. Jahrb. f. Min. 1892, S. 17, Taf. IV, Fig. 12—14). Hier sind die Blasenräume im überwiegend basaltischen Kristallgemenge von einem ähnlichen Glassaum umgeben, der selbst wieder bei mehreren nahe beieinander liegenden Bläschen in einem kleinen Hof körnig entmischten Glases liegt. Auch bei anderen Basalten ist ähnliches beobachtet, aber nicht erklärt worden. Es liegt in dem erwähnten Rhönbasalt ein mit der Blasenbildung zusammenhängendes älteres Glas in einem der allgemeinen Glaserstarrung des Magmas angehörigen jüngeren Glas.

Bauer glaubt in einzelnen, sozusagen gekammerten Blasen das Urbild der Lithophysen zu erkennen. Diese nur äußerlich ähnliche Art der Kammerung ist aber offenbar dadurch entstanden, daß senkrecht hintereinander im Magma aufsteigende Bläschen, von denen eines größer wie das vorhergehende ist, bei einer Hemmung im Auftrieb miteinander verschmelzen und die Form einer einzigen langgestreckten Blase annehmen, bei welcher die Hüllen noch ineinander geflossen sind.

Ich halte solche Hüllen für Folgen eines besonderen Abkühlungsvorganges, der eintritt bei der Entbindung des Gases aus der etwas gekühlten Schmelze, wobei aus kleinsten Bläschen durch Vereinigung die größeren entstehen. Auf diesen Vorgang habe ich auch in Geogn. Jahresheft. 1923, S. 82—83 die in den Blasenfüllungen ziemlich häufigen Splitter und Bruchscherben des umgebenden Gesteins zurückgeführt, welche bei der Verschmelzung kleiner Blasen zu größeren (wovon man noch bei den größten die oft ringförmigen Verwachsungsnarben nachweisen kann)[1]) auch in den neu entstehenden Blasenraum hinein ausgestoßen werden. Besonders die zwischen zwei nächsten Blasen liegenden Wände werden nach zwei Seiten hin Wärme abgeben und rascher erhärten; es sind auch die Teile, welche als verhältnismäßig dünne Wände leicht bei geringen Schwankungen zersplittern; die Splitter finden sich in Achatblasen mit flachem Boden, oft auf diesem liegend, vom Achat umwachsen.

Von Wichtigkeit ist, daß auch im Chalcedon der großen Schneekopfkugeln, mikroskopisch unanfechtbar an meinem Stück nachzuweisen, scharfeckig, spitzig begrenzte Scherben und Splitterchen von schon dicht gefasertem Porphyr, in welchem Feldspätchen und Quärzchen mitten durchgebrochen sind, in allen möglichen Bruch- und Zersplitterungsformen, von jenem umwachsen, sich vorfinden.

Eine große Blase, welche auf Kosten von zahllosen kleineren entstanden wäre, enthielte die Reste der Erhärtungshüllen dieser und besäße selbst wieder eine breite einheitliche selbständige Erhärtungshülle späterer Entstehung. Die Umformung des Blasenumfangs schreitet bei Diabasen und Porphyriten noch weiter zu einer Zeit, wo sich schon ziemlich dichter Chalcedon an der Blasenwand abgesetzt hat; ich habe in einer regelmäßig rundlich am Boden eingedrückten Blase von Oberstein genau die gleichen scharfeckigen und spitzig begrenzten Scherben und Splitterchen, jedoch von Chalcedon und wieder von Chalcedon umwachsen, nachgewiesen, wie sie oben von Porphyr beschrieben sind (Geogn. Jahreshefte 1916/17, Taf. V, Fig. 21, S. 228 und Fig. 39a, S. 226/227). Der älteste Chalcedon wurde dort also gebildet zu einer Zeit, in welcher die Blasenwand noch wie plastisch zu beeinflussen war.

Etwas was unsere großen Höhlungen und ihren achatartigen Innenbelag nebst Mittenquarz mit Blasen in den Diabasen und Porphyriten verbindet, das ist die Tatsache, daß in ihnen trotz des geringen Gehalts an kalkhaltigen Einsprenglingen tatsächlich Carbonate zur Auskristalli-

[1]) Diese Kantenkämme oder »Ringwülste« wurden Geogn. Jahreshefte 1918/19, S. 30, Nr. 9 und 1923, S. 82 als Verschmelzungsnarben erklärt.

sation gelangen. E. ZIMMERMANN erwähnt sie als jüngste Bildungen. In den großen Schneekopfkugeln finde ich (S. 462) wie bei den diabasischen Achatblasen auch in der Nähe von nach innen vorspringenden wulstigen Kämmen große Kristallgruppen mit rhomboedrischen Formen als ältere Ausscheidungen, welche auf der sehr dünnen I. Generation aufsitzen und von der dickeren II. Generation in ihren scharfen Kanten umwachsen und abgeformt wurden, allerdings viel später der Auslaugung verfielen. Der Achat bildet in seiner Bänderung die Ecken und Kanten der großen Kristallgruppe scharf nach, wie dies in Geogn. Jahreshefte 1916/17, Taf. III, Fig. 9—15, Taf. IV, Fig. 11, S. 155, Fig. 24 nach Funden in Diabasen und Porphyriten dargestellt ist; dies hat zusammen mit den neuen Tatsachen, welche ich in Geogn. Jahreshefte 1923, S. 86—90 und S. 94 bekannt gegeben habe, mich zu der Überzeugung gebracht, daß eine Pigmentdiffusion, so wie sie sich LIESEGANG für die Achatentstehung vorstellte, nicht gewirkt haben kann.

Neuere Einsammlungen und Beobachtungen haben in Frage gestellt, ob hier wirklich eine Gasblase der Anfang der sphärolithischen Ausbildung gewesen ist; im Nachfolgenden wird dies näher besprochen.

9. Fundort Langerain (Felsenschlag), südl. von Station Gehlberg im oberen Hangendstrich des Quarzporphyrs mit größeren Feldspat- und Quarzeinsprenglingen, unterhalb den Tuffen der Oberhöfer Schichten.

Hier fand ich neben den Lithophysen von der Form usw. der sog. Schneekopfkugeln auch solche von der Form der bei Oberhof (Nr. 6) und bei Kanzlersberg (Nr. 5) gefundenen Stücke fast nebeneinander.

Die schneekopfkugelartigen Knollen zeigen auch hier überall das Verhalten, daß die innere Begrenzung gegen den mit Chalcedon und Quarz erfüllten Hohlraum durchaus nicht gebläht gerundet und glatt blasenartig ist, sondern nur auf querschiefe Einreißungen in einer äußeren, nicht sehr dicken Lithophysenschale von innen nach außen schließen läßt; auch die echten Schneekopfkugeln, die ich noch in vermehrter Zahl zu prüfen Gelegenheit hatte, zeigen alle keine äußere Blasenbegrenzung in der dicken Porphyrhülle, sondern 4—8 spitzwinklig nach außen gegen die gleichmäßige Sphärolithrundung scharf vorspringende Ecken, zwischen welchen die Grenzfläche rundlich nach innen vorspringt, statt blasenförmig nach außen gebläht gerundet zu sein; auch sonstige Kennzeichen einer Blasenform fehlen völlig.

Andererseits habe ich bei der zweiten Art Lithophysen im Innern einer sehr fein und gleichmäßig geschichteten dichteren Außenhülle (Feldspat von einem Millimeter Bruchteil Dicke mit etwas dickerer Quarzzwischenbildung in ganz schmalen Kammern ohne deutlich ausgeprägte Sichelform) nur größere Innenhöhlungen beobachtet, welche noch Reststücke von Kammerwänden erkennen lassen bis zu runzeligen Strünken auf der Innenhöhlung; diese oft verschwindenden Runzeln oder Fältchen sind mit Quarz und Eisenglanz überwachsen; sie sind Überbleibsel einer tiefgreifenden Wiederauflösung der Wände, von

welchen wir oben und unten gelegentlich makroskopische und mikroskopische Belege bringen konnten. Es ist sehr möglich, daß die Kammerzwischenräume zwischen den Wänden hier ursprünglich schon größer, ja daß die Wände vielleicht selbst schon etwas quer gerissen waren; dies ließe also folgern, daß die vorbereitende Zersprengung von außen nach innen wie bei allen derartigen Vorgängen zunimmt. Von außen eindringende Zerreißungserscheinungen auf der äußeren Oberfläche der Knollen sind auch nirgends zu beobachten.

10. Einschlüsse im Porphyr vom Hermannstein am Nordwesthang des Kikelhahns bei Ilmenau.

An dem Weg vom Kikelhahn nach Manebach unmittelbar hinter dem durch Goethe bekannten Hermannstein und seiner Porphyrhöhle habe ich ein Gestein geschlagen, welches neben einer größeren Anzahl kleiner gelbrötlicher, unter der Lupe oft Quarzkerne haltender Sphärolithe von bis 3 mm, eine geringere Zahl größerer rundlicher Körper bis 2 cm Durchm. enthält, welche dichtere schalige Randhülle haben und im Innern häufig längere Quarzprismen in verschiedener Richtung erkennen lassen, besonders gut, wenn, was oberflächlich immer der Fall ist, das Innere etwas zersetzt ist; bei frischerem Bruch ist das Innere heller als das Gestein und die bräunlichen Sphärolithen; die äußerste Hülle ist aber auch tief braun. Es ist dies ein Vorkommen, auf dessen stärkere Umwandlung wohl in Erläuterungen zu Bl. Ilmenau (H. Lorenz, R. Scheibe und E. Zimmermann) auf S. 115, Zeile 5—19 Bezug genommen ist. Dr. Heim hat über die Stücke — abgekürzt — folgendes festgestellt. In der Quarz-Feldspatgrundmasse mit meist getrübtem Feldspat, mit hier und da klaren Feldspatleisten finden sich zunächst nur mikroskopische, feinste Kügelchen aus einer Verquarzung von wohl Quarz-Feldspat-Pseudosphärolithen, ferner echte Chalcedonsphärolithen öfter in gehäuften Zügen, und schließlich daneben zu strahligen Skeletten zusammengeschlossene Spärolithe, welche aus stark kaolinartig getrübten Feldspatfasern zu bestehen scheinen. Die ziemlich zahlreichen Einsprenglinge bleiben meist unter 1 mm; die Doppelpyramiden von Quarz, oft bis zur Rundung korrodiert und stark zersprungen, haben einen Hof von orientiertem Quarz (= Quarzaureole). Die Feldspäte sind manchmal auch gerundet, angefressen und innen zellig unregelmäßig zersetzt (Kaolin und Sericit). Es sind Sanidine[1]) offenbar hier in neu erworbener Eigenschaft. Als Ursache der Entstehung aus Orthoklas ist nach experimentellen Erfahrungen eine starke Temperaturerhöhung des bereits erkalteten Porphyrs nicht ausgeschlossen; in gleicher Weise könnte die Zertrümmerung der Quarze wenigstens hier gedeutet werden. — Außerdem findet sich völlig roteisenartig zersetzter Glimmer.

Die eingangs erwähnten rotgelben, etwas unregelmäßig rundlichen Kügelchen von 1—3 mm liegen eisenoxydisch gefärbt in etwas hellerer Grundmasse; sie haben meist einen äußeren, seltener inneren Zer-

[1]) In Erläuterungen zu Blatt Ilmenau 1908, S. 106, werden im Stolzenbacher Porphyr »noch glasige« Orthoklase erwähnt.

setzungsring. Sie bestehen aus Resten eines körnelig unregelmäßigen oder radialfaserigen Feldspats, um- und durchwachsen von innig verzahnten Quarzaggregaten, deren Korn größer ist als das der Grundmasse; ihren Kern oder eine einseitige Anwachsungsstelle bildet oft ein Quarz-, Feldspat- oder Biotiteinsprengling. Seltener sind ebenso braun gefärbte Quarzhäufchen, mit feldspatfreiem Kern und einem äußeren Ring radialfaseriger Feldspatdurchwachsung, der von einem felsitartigen, in die gewöhnliche Grundmasse übergehenden Ring umgeben ist.

Die großen, an letzter Stelle zu erwähnenden lithophysenartigen, kugeligen Gebilde führen ebenfalls neben Resten der Grundmasse angenagte Einsprenglinge von Quarz, Sanidin und Biotit. Die rundliche Form ist außen in nicht großer Dicke bedingt durch schwach geschichteten, schön ringstrahlig feinfaserigen Feldspat; im Innern ist der Feldspat unregelmäßig körnelig bis regelmäßig granophyrartig. Die Quarzfelderung ist bald äußerst dicht und feinkörnig, bald auch gröber; verlängerte Körner sind fiederartig z. B. um Orthoklas angeschossen. — Örtlich treten Häufungen scharf umrissener, verlängerter Quarzprismen auf, welche Einsprenglinge von korrodiertem Quarze, von zelligem Feldspat und zersetztem Biotit umschließen. Diese jüngeren Quarze sitzen demnach fast stets an Stelle aufgelöster, zerstörter Kugelgrundmasse und sind nicht mehr als Ausfüllungen ursprünglicher Hohlräume zu erkennen. Die sonst ein Lithophysenmerkmal bildenden sichelförmigen Kammern fehlen hier in dem erhaltenen schaligen Teil der Kugeln. Die jüngeren Quarze schließen aber oft noch Überbleibsel der zerstörten inneren Feldspatfasern ein, welche sich nach der Mitte der Kugeln zu verlieren. Es fehlen auch septarienartige Zersprengungen, welche klein in dem Kern wohl vorhanden gewesen sind und der Zersetzung sowie der Neubildung der stengeligen Quarze vorgewirkt haben können.

Das an diesem Fundort zu bemerkende Fehlen bezw. sehr starke Zurücktreten der Kammerung schließt übrigens diese Gebilde nicht von der Zurechnung zu den Lithophysen aus; es gibt auch fast an jedem typischen Lierbachknollen breit kegelförmige Kugelausschnitte, in welchen jede Kammerung fehlt (vergl. Fig. 2, Taf. 18) und die ganze strahlige Feldspatfaserung eine ziemlich gleichmäßige, mit der äußeren Oberfläche völlig gleichlaufende, von den Fließfugen durchschnittene dichte Schichtung besitzt, welche in der Form von der Schichtung oder etwa von jener der faserigen Dolomitknollen im Carbon oder im faserigen Tutenkalk nicht verschieden ist. Wir haben hier die Ausbildung einer einfachen Faserkonkretion ohne vorhergegangene stoffliche Abwechselungen (S. 482), welche die Ursache der späteren Kammerung ist. Hierbei werden auch durch die Dichte stärkere Auflösungserscheinungen hintangehalten.

11. Quarzporphyr im Tuff zwischen Rosenkopf und Geierberg (am Adler), vergl. E. ZIMMERMANN, Erläuterungen zu Bl. Suhl, S. 71—72.

In dem tief abgebauten Steinbruch finden sich im Tuff nach E. Zimmermann nuß- bis kopfgroße, sehr harte, scharf begrenzte, kantige Porphyrbrocken aus den jüngeren fluidalen sphärolithischen Lagern. Ich fand sie in einfacher Kopfgröße, einsprenglingsarm, z. T. dicht, z. T. gewunden und gestreckt fluidal gezeichnet mit grünlichen Gesteinszügen; sie führen in der Richtung der Fluidalbänderung längsgestreckte, eingeschnürt walzenförmige, vereinzelte, meist aber lang zusammenhängende, fast wie Blasenfüllungen aussehende, öfters einen Einsprenglingskern umschließende dichte, in auffallendem Licht hellrosafarbige Sphärolithgebilde.

a) Handstück völlig erfüllt mit stark verlängerten Walzen bei durchaus gestreckt fluidalem Gefüge und mit einseitig unregelmäßig schichtartigem Anhang grünen Gesteins mit den gleichen Einschlüssen.

Dr. Heim's Ausarbeitung darüber läßt folgendes mikroskopisch Wichtige hervorheben.

Im roten Gesteinsanteil beruht das fluidale Gefüge auf dem Wechsel von helleren, größere Quarzfelderung zeigenden und dunkelbraunen Bändern mit fluidaler Streckung und Anordnung der färbenden Teilchen. Eine Feldspatfaserung geht durch die fluidale Bänderung hindurch, sowohl quer, als nach oben und unten in schmalen Streifen, auch langfächerig auseinanderstrahlend; vereinzelt hat man den Eindruck einer auswalzenden Streckung. Die gewöhnlichen Einsprenglinge sind klein: korrodierte Quarze und scharf eckige Quarzsplitter, Orthoklase und Eisenoxydpseudomorphosen nach Biotit.

Man unterscheidet unter den sphärolithischen Gebilden dieses Gesteinsteiles leicht zwei Arten (Tafel 18, Fig. 9 u. 10):

1. In der Fluidalrichtung langgezogene braune, nicht gerade regelmäßig längsrundliche Körperchen, oft von einseitig zugespitzter, spindel- bis mehr keulenförmiger Gestalt, oft auch unregelmäßig doppelt keulenförmige, mit der schmalen Seite unregelmäßig geknickt zusammenhängend. Man hat den Eindruck, als ob die im Querschnitt immer noch rundlichen Gebilde noch zur Zeit einer gewissen Weichheit nach verschiedenen Seiten von außen eingedrückt, auseinandergezogen und endlich auseinandergerissen wären. Im Innern zeigen sie Bündel von Quarzstengeln und sind durch Härchen von Eisenoxyd und sericitartigen Ausscheidungen fein gefasert, und zwar meist von der Spitze nach dem dicken Ende auseinanderstrahlend. An der Faserung ist kaolinische Unreinigkeit oder gar Feldspat nicht zu erkennen. Die dazwischen liegenden Quarzstengel sind alle der Achse nach verlängert und verzweigen sich mannigfach fächerförmig. Auffällig ist ein davon sich scharf abhebendes schmales Außenband, welches ziemlich gleichmäßig die Gebilde rings umgibt und selten undeutlich sich verliert. Es besteht nur aus optisch regellos gestellten Quarzkörnern unter gelegentlicher Eisenoxydanhäufung.

Diese Gebilde enthalten Quarz- und Feldspateinsprenglinge, öfters an der Zusammenschlußstelle oder einseitig liegend; wenn diese nicht wären, möchte man zunächst denken, es handele sich um Blasenräume

mit einem Hof und einer einseitig vom zugespitzten Seitenrand ausgehenden strahligen Kristallisation[1]); schwache Eindrückungen in der Rundung von außen erinnern an unten S. 475 beschriebene Blasenformen von Erbendorf. Daß eine Blasenbildung sich an Einsprenglinge einseitig anschließen könnte, das hat eigentlich kein Bedenken; es kann auch zugestanden werden, daß feste Bruchstücke der Lava ins Blaseninnere gelangen (S. 464).

Neben diesen etwas rätselhaften Gebilden treten nun, ganz unterschiedlich, weniger der Form als ihrem Körnergefüge nach vollgültige Lithophysen auf; in ihren unteren Teilen sitzen sie oft schmal auf den Fluidalflächen auf, wachsen quer durch diese hindurch, vergrößern sich erst zuletzt hauben- bis halbkugelförmig und verkeilen sich einseitig gerichtet übereinander und ineinander. Der Aufbau ist der gewöhnliche: feinfaserig-strahliger und gebündelter Feldspat mit körniger Quarzfelderung zwischen den Kammern und körnigem Klarquarz in ihnen. Die Grenzen beider sind nicht scharf; auch hier zeigen sich die deutlichen Kennzeichen der Auflösung an der äußeren Verstrahlung der Feldspatfaserbündel.

Die erwähnte äußere Schicht des Porphyrbrockens läßt Spuren des Fluidalgefüges nur in der Anordnung der färbenden Teilchen erkennen; es ist ein grünlicher Perlit mit kleinen, aber typischen Perl-Zersprengungen, welche hauptsächlich mit grünlichen chloritischen Schuppen erfüllt sind, während die Perlen aus Sericit und Quarz bestehen, welcher letztere besonders im Kern deutlich ist; im einfachen Licht sieht man ein schwer deutbares schwaches Radialgefüge.

In diesem Perlitband kommen, was unten S. 485 in seiner Wichtigkeit hervorgehoben wird, keine Lithophysen-artigen Gebilde vor.

b) Handstück eines einfachen einsprenglingsarmen Quarzporphyrs mit einem äußeren grünlichen Zwischenband, welches die langgestreckten blasenförmigen, im Querschnitt runden, hellen Körperchen zeigt. An der Grenze gegen das grünliche Band ist der Porphyr stark fluidal gewunden und gewickelt. Mikroskopisch zeigt der Porphyr keine Gefügebesonderheiten in Einsprenglingen und in der einfach felsitischen Ausbildung. Lithophysen-artige Gebilde fehlen hier durchaus.

12. Lithophysenporphyr von Groß-Umstadt (Raibacher Tal und Platte) in Hessen (Odenwald).

Die Knollen, welche Chr. Vogel im II. Bd. der Abh. der Geolog. Landesanstalt in Darmstadt, S. 34, behandelt, sind denen aus dem Lierbachtal äußerlich sehr ähnlich. Die mir überlassenen acht Stücke sind etwas mehr senkrecht in die Höhe gewachsen, doch finden sich auch richtig geodenartig geformte mit einer stärkeren Streckung nach

[1]) Die Erfüllung von Blasen durch Osmose mit einer hierdurch abgespaltenen Lösung in sehr frühem Zustand des Magmaausflusses wurde von O. M. Reis für vielleicht vergleichbare Gebilde im Basalt in Erläuterungen zu Blatt Schönderling 1924, S. 20, Basalt von Öhrberg und Detter, erwogen. Statt an einen »Hof« zu denken, könnte auch eine erste Generation der Blasenausfüllung für die Deutung der äußeren Hülle angenommen werden.

einer größten Äquatorialebene wie im Lierbachtal. Die mögliche Ungleichheit über und unter der dem größten Zuwachs entsprechenden Äquatorialebene ist gelegentlich so groß, daß der eine Teil fast verschwindet und die Knollen fast halbkugelig sind; auch aus thüringischen Fundorten wird von Zimmermann erwähnt, daß kleine Halbkugeln ober- und unterhalb einer Hauptebene an verschiedenen Stellen vorgewachsen sind. Im großen und ganzen sind sie etwas dichter und lassen das Fließgefüge im Innern nicht immer so deutlich erkennen, während es auf der Oberfläche von der Umgebung her viel besser ausgeprägt ist; die meisten Knollen sind arm an Einsprenglingen. Nur vereinzelt sind größere, der Knollenrundung entsprechende, nur mit Quarz ausgekleidete Zersprengungen, wobei die äußere Wölbung der entstandenen Kammern stärker ist wie die innere. In einer mittleren Breite sind die millimeterkleinen Strahlenbündel von Turmalin zu sehen, von welchen Vogel spricht; sie sind bei meinen Stücken wohl reihen- bis lagenartig angeordnet, aber weder makroskopisch noch mikroskopisch mit Neuquarz von Zersprengungsfugen her verbunden; es sind offenbar verschiedenartige Vorgänge hier zu unterscheiden. Ein Stück von der »Platte« ist einsprenglingsreich und zeigt sehr feingegliederte Lithophysenmerkmale, zahlreiche nach dem Umfang von der Mitte ausstrahlende Reihen mehr und weniger stark gebogener heller und gelblicher Linien, welche in die oberflächlichen Buckelchen parallel verlaufen (Tafel 18, Fig. 6).

Die einsprenglingsarmen Stücke lassen unter dem Mikroskop, zunächst zu erwähnen, dem auch durch Züge von Ferriten und allerfeinste Quarzlagen mit Ferritentrübung angedeuteten Fluidalgefüge entsprechend verlaufende walzen- bis wurmförmige (105 μ) Gebilde oder auch Reihen von kleinen Kügelchen (52 μ) von bräunlich gelblicher Farbe, meist miteinander vergesellschaftet, erkennen. Die im Mittel etwa $^1/_{10}$ mm dicken Walzen haben oft eine mittlere Teilungslinie, zu deren beiden Seiten kurze quergestellte, nicht ganz regelmäßige Kriställchen den Körper zusammensetzen; mehrere der Walzen scheinen miteinander quer verschmolzen zu sein. Die vielleicht aus Fasern entstandene Kristallkörnung unterscheidet sich gut von der der Umgebung; ich halte diese nach Dr. Heim optisch als Quarz zu bezeichnenden Kriställchen als spätere Verquarzungserzeugnisse in jenen Walzen und Körperchen, welche die ersten Ausfällungen darstellen, noch bevor die Masse völlig zur Ruhe gekommen ist; gewisse Lagen mit Biegungen und beschränkten Stauchungen sprechen dafür (Taf. 18, Fig. 5). Diese für sich bestehenden Gebilde sind an manchen Stellen mit Erhaltung einer gewissen Undichtigkeit der vielleicht amorphen Einschlüsse (Opal und ferritische Substanz) teilweise von außen, teilweise von der Mittelfuge her aber in Quarz umgewandelt bezw. in ein Quarzkorn optisch einbezogen worden; an diese Gebilde setzen sich vorzüglich die kleinen Turmalin-Verzweigungen und -Rosetten an.

Die übrige Masse ist durchaus faserig, in der Umgebung der Walzenzüge sehr feinfaserig; in einer mittleren deutlicher gefaserten Breitenlage der Knollen treten nun die hellen sichelförmigen, nach

außen gewölbten, mit Klarquarz erfüllten Räume auf, an deren hohlen (inneren, unteren) Seite eine stärker sich nach außen verzweigende und weiter auseinanderstrahlende Faserzeichnung bemerkbar ist. Die Lücken können zum Teil als durch Zerreißung im Kleinsten entstanden gedacht werden; die Zerreißungsränder passen indessen bei den größeren Lücken nur annähernd aufeinander. Benachbarte Teile lassen erkennen, daß große Lücken durch Auflösung zerrissenen feinfaserigen Gefüges bei der Quarzumwachsung entstehen.

Diese so durchaus gefasert erscheinende Masse zeigt aber wenig Spuren mehr des ursprünglichen Minerals; die Faserung ist nur in zarten, schwach eisenhaltigen kaolinischen Resten erhalten, wie dies oben mehrfach angegeben ist; das Ganze ist in ein durch die erwähnten faserigen Einschlüsse etwas getrübtes, wirres Quarzgekörne verwandelt, in welchem die Klarquarze der Zerreißungs- und Auflösungslücken die größten sind und auffallen; sie greifen auch ganz schwach nach unten in das am Rand in Breite und Länge aufgelöste Fasergefüge über. Die Körnung der nach außen von den Lücken liegenden Masse ist dagegen mit feinsten Ferrit durchdrungen (dicht felsitische Ausbildung und Ferrit: Dr. HEIM) und läßt auch noch das hier dichter gesetzte, nicht so stark auseinanderstrahlende Ausgangsfasergefüge erkennen.

Wir sehen also auch hier die Zersprengungsfugen mit unverkennbaren Auflösungen an Stellen gebunden, in welchen Gefügeunterschiede vorhanden waren wie in dem beschriebenen Lierbacher Stück; da alle Anzeichen von Aufbiegungen in der Fasermasse selbst fehlen, so muß die Zerreißung noch in plastischem Zustand vor sich gegangen sein; nur die wulstartigen Gebilde sind von der Zerreißung deutlich betroffen. — Ein größeres, fast halbkugelförmiges, mit einem flachen Boden versehenes Stück mit einer größeren, 27 mm langen, bis 3 mm dicken, mit Drusenquarz erfüllten, an den Enden sich gabelnden Zerreißungsspalte läßt Gleiches erkennen. Faserstrahlen gehen von der Mitte der Bodenfläche aus, welche von kleineren Parallelrissen durchzogen werden. Die Erfüllung der Rißspalten mit Quarz muß gleichzeitig mit der Pflasterverquarzung der ganzen Masse vor sich gegangen sein, da die erwähnten äußersten Faserspitzen in die helle Quarzfüllung, welche der Chalcedonfüllung entspricht, hineinragen. Auch hier zeigen sich schon dem bloßen Auge die wulstförmigen Körperchen.

Ein fast kugelrundes Stück von der »Platte« zeigt, schon mit der Lupe erkennbar, von der Mitte des Querbruchs nach dem Umfang ausstrahlende, ziemlich dicht nebeneinandergestellte Reihen von nach außen gewölbten, schmalen, hellen, sichelförmigen Querschnitten in der etwas weniger hellen Grundmasse, welche oft nach den Einsprenglingen hin sich zuspitzend zurückbiegen; sie haben die Größe wie die vom Schneekopf usw. S. 463 erwähnten vereinzelten[1]); sie sind durch

[1]) Auf einen Raum von 8 bezw. 10 mm zähle ich an einer Stelle 10 bezw. 30 Querschnitte, bei einem von 7 mm fast 100 allerdings über die Hälfte bis zur größten Feinheit der Linien abnehmende Kammerschnitte von innen nach außen; die Breite der Streifen liegt zwischen mehreren und 1 mm. Sie nehmen in demselben Verlauf an Breite ab und zu, woran z. T. die Einsprenglinge schuld sind.

ganz schmale Längsgrenzen voneinander getrennt, welche z. T. mit Quarz, z. T. mit serizitischen Flimmerchen erfüllt sind, also vordem Spältchen waren (Taf. 18, Fig. 6).

Die hellen sichelförmigen Querschnitte zeigen — öfter in zwei Randbreiten — Schwärme dunkler, unregelmäßig geformter, sich randlich ausspitzender, wie zerfaserter, bestimmt gekennzeichneter Fleckchen, welche ich für noch bestehende Hohlräume ansehe; es scheinen an den Endflächen der Lückenquarz-Kristallisation Anzeichen unvollkommenen Kristallzusammenschlusses zu sein, wie ich sie auch bei ähnlich gelegenen Kristallen von 2. erwähnt habe.

Wichtig tritt hierzu das Bild unter gekreuzten Nicols; man sieht ein geschlossenes Pflasterfeld fast unregelmäßig quer verlängerter, gebogener Quarze, welche den beiden erwähnten gebogenen Streifen entsprechen, deren Verwachsungsgrenzen aber nicht so streng mit den Grenzen der verschieden hellen Streifenfelder verlaufen, sondern hinüber- und herübergreifen. Wir haben hier eine im großen und ganzen gleichmäßig verquarzte Masse, welche einerseits einer vorher wohl feinfaserigen Grundmasse und andererseits regelmäßig verteilten, sichelförmigen Zerreißungslücken im Innern derselben entspricht.

Die Turmalinrosetten setzen sich in einer mittleren Breitenlage der Knollen z. T. an die Einsprenglingsquarze, z. T. durchsprengen sie die Grundmasse von diesen aus; eine weitere strengere Regelmäßigkeit ist nicht zu beobachten; da zwischen die Einsprenglingsquarze sich die Bogenreihen der Zersprengungen hindurchzwingen, so kommt es vor, daß die Turmalinausscheidungen in den Zwischenlinien liegen, was aber nur ein zufälliges Zusammentreffen ist, da auch das Gegenteil der Fall ist. Auch hier zeigt sich, daß der Turmalin zu den ältesten Ausscheidungen der Ruhelage nach der Ausströmung des Magmas gehört und sich hierin an die Mikrofelsitwülstchen (Taf. 18, Fig. 5) anschließt.

Das Bild dieses Gefüges ist von äußerster Wichtigkeit; es ist keine quere und keine mittlere größere Höhle da, sondern die ganze Grundmasse ist aufgebaut aus dicht gedrängten, rein auseinanderstrahlenden, zwischen die Magma-Quarze und -Feldspäte sich drängenden Reihen von nach außen, nach der Rundung der Oberfläche und ihren Teilbuckelchen gebogenen, eng hintereinanderliegenden, in Breite und Stärke an- und abschwellenden, mit späteren Lösungsquarzen einheitlich ausgekleideten Zersprengungsräumen, zwischen welchen Reihen auch feine Fugen radialer Zersprengungen schon mit bloßem Auge sich bemerkbar machen. Was hier sehr regelmäßig ist, verteilt sich sonst ungleichmäßig.

Dies ist das Bild einer offenbar in einer sog. rhythmischen Bänderungsanlage erfolgten Zersprengung; ich meine allerdings mit diesem Gebrauchswort nicht die Bänderung als Folge einer Diffusion in gewöhnlichem Sinne, sondern etwa als Folge einer der Zersprengung vorausgehenden diffundierenden Zerteilung des Lösungsmittels — im weitesten Umfang — von innen nach außen in einem zuerst durch Lösungsvermehrung sehr angereicherten und aufgequollenen Geodenumfang, dessen äußere Grenzen durch Ausscheidungen festgehalten

sind, dessen innere Lösungsverluste aber länger fortdauern können; die Innenspannungen können allerdings auch erst lange nach Festlegung des äußeren Umfangs aus einem latenten Zustande zur Zerreißung führen.

Es ist noch etwas über das magmatische Kristallgefüge des Gesteins auszusagen: Die Feldspäte sind zum größten Teil kaolinisiert (nach Dr. HEIM nicht sericitisiert), ja sogar zum Teil ausgelaugt und in Spalten mit Quarz ersetzt; ihre selten gute Entwicklung in dem Porphyr der Platte wird von VOGEL a. a. O., S. 42 erwähnt. Die Quarze sind alle gut erhalten und zeigen die von VOGEL an den Felsen der »Platte« erwähnten Zerfressungen nicht. Diese Einsprenglinge sind spitzeckig zertrümmert und nicht mehr corrodiert, andere durchaus gerundet und ausgebuchtet resorbiert; es ist ein Beweis, daß nach der Zersprengung während der letzten starken Bewegung des Magmas keine nennenswerte Resorption mehr eintrat. Zum Vergleich mit der Analyse der Blöcke des Gesteins von der Platte bei VOGEL, l. c., S. 49, wurde eine Analyse des Lithophysenstückes von Dr. U. SPRINGER hergestellt; die bei dem »Gestein« gefundenen Zahlen wurden in Klammern neben die bei dem Lithophysenstück festgestellten Zahlen gestellt: SiO_2 85,63 % (74,66), Al_2O_3 8,08 (11,49), Fe_2O_3 1,06 (2,02), MnO Spur (0,08), CaO 0,27 (0,44), MgO Spur (0,10), K_2O 3,43 (8,68), Na_2O 0,59 (1,69), P_2O_5 — (0,07), B_2O_3 0,36 (—), H_2O (105°) 0,16 —, H_2O (Rotglut) 1,26 (0,74). Ein Teil der Unterschiede an unserem Lithophysenstück vom Hauptgestein ist offenbar auf die dort bemerkte teilweise Kaolinisierung, Auflösung und geringe Verquarzung der Feldspäte zurückzuführen, welche letztere sich an die allgemein in dem hohen Kieselsäuregehalt ausgedrückte Verquarzung der Grundmasse anschließt. Trotzdem mit der Lupe Turmalin an den rings vom Rand her zur Analyse abgeschlagenen Bruchstücken nicht beobachtet wurde, tritt Borsäure auch hier noch wägbar auf; sie fehlt in der VOGEL'schen Analyse des Hauptgesteins[1]).

Dr. HEIM teilt noch über das Feingefüge mit, daß in dem innig verzahnten Quarzgekörne Büschel von äußerst feinen Feldspatkörnchen und von hellem Glimmer sowie Flecken einer granophyrartigen Verwachsung von Quarz und sericitisiertem Feldspat zu beobachten sind; eine deutliche ästelige Faseranordnung ist nicht mehr vorhanden; sie konnte auch in den schmalen Wänden nicht sehr deutlich sein und deutlich bleiben. Stellenweise erkennbare Fluidalzüge, flach gewunden und die Einsprenglinge umschlingend, beruhen auf dichtere Ansammlung der sonst verbreiteten Durchdringung mit Eisenhydroxyd bei feinkörnigerer Ausbildung der Quarzfelderung der Grundmasse. Es finden sich Eisen-

[1]) Zum Vergleich mit den obigen Analysen wurde von Dr. SPENGEL noch von dem dichten Gestein (S. 470) von Groß Umstadt eine Analyse hergestellt, welche keine großen Unterschiede von dem Gestein der Platte nach VOGEL zeigt. SiO_2 76,96 %, Al_2O_3 12,19, Fe_2O_3 1,12, CaO 0,59, MgO 0,0, K_2O 5,36, Na_2O 2,31, H_2O 105° C 0,42, $H_2O >$ 105° C 1,07 = 100,02 %. Es scheint also in der Tat der hohe SiO_2-Gehalt der Lithophysen von der Platte mit der reichlichen, wenn auch zierlichen Verteilung der Kammern nicht nur stofflich, sondern auch entstehungsgeschichtlich zusammenzuhängen.

glanzschüppchen und Erzkörnchen, welche nach dem leukoxenartigen Schimmer Titaneisen sein müssen. In langen Zügen finden sich Eierchen oder Kriställchen von Titanit (0,01 mm) und Zirkon; ersteren erwähnt Vogel, der ihn mikroskopisch nicht fand, nach Ludwig's chemischer Feststellung. An den Einsprenglingen und bevorzugten Linien (vergl. oben S. 472), welche hier nicht in der Fluidalrichtung liegen, sondern sie quer durchsetzen, sitzen hier und da massenhafte Turmalin-Kristalle und -Verzweigungen, welche durch mehrere Quarzkörner hindurchgehen; ihre Formen sind teilweise von Quarz erfüllt; sie sind demnach älter als die Quarzfelderung.

Die hier deutlichen, von Quarz erfüllten Lithophysenkammern besitzen keinen Feldspat, Glimmer oder Imprägnationsteilchen, aber einen auch an den Randstreifen angereicherten Vorrat von feinsten Luft- und Gasbläschen (wie es auch an ganz entsprechender Stelle der Lithophysenkammern aus dem Lierbachtal (S. 454) beobachtet ist); die Quarzfüllung ist trotz ihrer Verzahnung mit dem Quarz des Grundmassemosaiks gegen dieses deutlich abgesetzt und ihre Körner sind längs der Bogenstreifen verlängert.

13. In diesem Absatz möchte ich noch auf die Erbendorfer[1]) Blasen- und Achatfüllungen zu sprechen kommen und zwar auf Grund einiger Stücke, welche Dr. de Terra bei seiner Aufnahme der Umgebung von Erbendorf (Oberpfalz) einsammelte. Die Aufnahme zeigt den Kornbergporphyr streichend eingeschaltet in die umgebenden Schadenreuter Schichten; er ist als Durchbruch aufgefaßt und sieht beinahe aus wie ein etwas steiler als die Schichten einfallender Lagergang; die kleinblasigen Ausbildungen des »Porphyrits« halten sich nach de Terra's Feststellungen an den hangenden und liegenden Kontakt der Masse, woselbst de Terra auch Bombenmassen von Pechstein erkannt zu haben glaubt. Das von ihm eingesammelte kleinblasige Gestein ist genau dasselbe wie ich es Geogn. Jahreshefte 1916/17, S. 42 abgebildet habe. Die Bläschen sind ähnlich verteilt und gestreckt und haben in der zweiten Achatgeneration die horizontale Schichtung. Das Bruchstück einer größeren Blase zeigt in der Gestalt die gleiche schiefe Streckung und Zusammendrückung bei deutlichster zweiter Generation mit Horizontalschichtung und einseitiger Verlagerung der Quarz-Enddruse[2]), es spricht dies auch für das Aufsteigen der Blase in einem schief gelagerten Durchbruchsporphyr (1918/19, S. 75, Nr. 152). Von einer sphäritischen Hülle um die Bläschen, wie sie an den Thüringer Vorkommen festgestellt ist, kann hier nicht die Rede sein; es ist mehr eine wurmförmig gewundene Entglasung ohne Beziehung zu den Blasen zu bemerken. Wir sind im Erbendorfer Fundort nicht im Gebiete einer Ausströmung, sondern im Raum einer Durchbruchsspalte. Die großen Blasen werden einer immer länger flüssig bleibenden Kern-

[1]) Die Ausarbeitung von de Terra wird im Neuen Jahrb. f. Min. erscheinen.

[2]) Der in Geogn. Jahresh. 1918, XXXI, Taf. II, Fig. 10 gegebene Querschnitt ist durch die Seitenwand einer quer gestreckten Blase gerichtet, wie durch den neuen Fund von de Terra deutlich wird.

lava des Lagergangs angehören, hier wird das ungestörte längere Aufsteigen eine Vereinigung kleinerer Bläschen zu größeren nicht hindern, wie das die raschere Erhärtung in der Randzone verursacht (vergl. Erl. zu Blatt Schönderling Nr. 39 der geolog. Karte von Bayern 1924).

Ein Stück der DE TERRA'schen Einsammlung lenkt indessen die Aufmerksamkeit auf sich; es ist ein eckiger Einschluß eines Blasengesteins in einem Tuff, dessen Blasen aber einen Teil ihrer Spannung verloren haben und zwar in einem Zwischenzustand, der wohl eine Gestaltveränderung, aber eine Flächen- bzw. Raumveränderung nicht mehr zuläßt (wohl von oben nach unten so weit als möglich zusammengedrückt). Die Zwischenmasse, welche vereinzelte »korrodierte« Quarzeinsprenglinge und Andesine (Dr. HEIM) enthält, ist wirklich verkieselt, d. h. opalisiert; eine Entglasung des Opals fand senkrecht zur Längsstreckung der Blasen und zur Richtung feinster, nicht enträtselbarer Kristalleinschlüsse in der wie fluidalen Grundmasse statt. Das ganze Bruchstück ist nach der Erhärtung in einer tuffartigen Masse eingeschlossen, die randlich durch Verbruch geöffneten Blasen sind mit Tuffteilen aus Quarz, Glimmer und Feldspat mit Chlorit, Anatas, Zirkon u. a. (Dr. HEIM) erfüllt, die innerlich eingeschlossenen mit eisenfreiem Chalcedon ziemlich regelmäßig ausgekleidet. Die Opalisierung und Chalcedonisierung ist offenbar nach der Einschließung in den Tuff erfolgt; denn auch die Tuffmasse zeigt Lücken unregelmäßigen Zusammenschlusses, die in ähnlicher Weise erfüllt sind. Vergleichbares zeigt eine Spaltenfüllung, wie ich sie in Geogn. Jahreshefte 1923, S. 95 III von Albersweiler beschrieben habe. Der Blasenerstreckung und Fluidalanordnung nach unterscheidet sich dieses Gestein sehr von dem Salband-Gestein mit den etwas kleineren Bläschen; es dürfte daher einem offeneren Teil des Durchbruchs angehören bezw. (bei den durch DE TERRA wahrscheinlich gemachten Explosionen) ausgeschleuderten gasreichen Lavafladen (vergl. Erl. zu Blatt Brückenau, S. 28—29, Tafel, Fig. X—XIV.

14. Garsebach, Triebischtal, Sachsen (Dr. HEIM) (3 Schliffe einer großen Kugel aus der petrogr. Sammlung der Universität München = sogen. Wilde Eier).

Die Schliffe sind genommen: 1. vom äußeren, schon makroskopisch deutlich perlitischen Teil einer Kugel, 2. von einer mittleren Partie, die kein perlitisches Gefüge mit bloßem Auge erkennen läßt, 3. vom zentralen dichten, felsitisch erscheinenden Kern. Letzterer ist grau, die übrigen Schliffe stammen von roten Kugelpartien.

Alle Schliffe zeigen im allgemeinen die Erscheinungen, wie sie REINISCH[1]) so klar in den Erl. 1920 beschreibt und die auf sekundäre

[1]) Literatur: O. STUTZER, M. D. G. G. 62, 1910, S. 105 und 209.
SAUER, M. D. G. G. 62, 1910, S. 695.
R. BECK, M. D. G. G. 66, 1914, S. 244.
R. REINISCH, Erl. Geol. Karte Sachsen Nr. 48, Bl. Meißen, 2. Aufl., 1920, S. 67.

Umwandlungen eines perlitischen Glases hinweisen. Immerhin ist auffallend, daß Schliff 1 eine grobkörnige Umwandlung des Innern der Perlitkugeln zeigt, während der mehr dem Knolleninneren genäherte Schliff 2 diese intensivere Umwandlung der Perlitkügelchen nicht aufweist. Der Knollenkern (Schliff 3) erweist sich als ein Quarzaggregat, das durch Züge einer körneligen, schwach lichtbrechenden Substanz zerteilt ist, denen die perlitischen Kugelflächen und Risse entsprechen. Die einzelnen Quarzaggregate sind von Kristallen einer schwach lichtbrechenden Substanz in verschiedenster optischer Orientierung wie durchsiebt. Diese Kristalle zeigen fast immer sehr scharfe und zwar hexagonale Umrisse und müssen sehr dünn sein. Sie sind teils durch den Quarz in ihrem optischen Verhalten stark beeinflußt, teils vermutlich selbst anomal doppelbrechend. Es erscheint mir zweifelhaft, ob sie trotz niederer Lichtbrechung und Zweiachsigkeit als Feldspat zu deuten sind.

Beck schreibt S. 248: »Woraus diese felsitähnliche Masse besteht, hat Sauer zwar nicht ausgesprochen, doch darf man .... schließen, daß er sie für ein Aggregat von Feldspat und Quarz hält.« »Die hexagonal umrandeten Durchschnitte können .... Orthoklas sein.«

Wenn es sich schon um Feldspat im Quarz handelt, so handelt es sich doch nicht um die gewohnten allotriomorph-körnigen Quarzfeldspataggregate, auch nicht um primär-eutektische Verwachsungen, deren Feldspäte regelrechterweise doch die ganze Schliffdicke erfüllen und vom Quarz nicht beeinflußt, sondern optisch leicht und eindeutig feststellbar sind.

15. Zum Vergleich mit den eigenartigen dendritischen Sphärolithen im Lierbachtal (S. 456) wurden dem bloßen Auge ähnlich erscheinende Gebilde im Obsidian von Black Rock, Utah (Petrogr. Samml. d. Univers. München) untersucht.

Diese aus einem rundlichen ausgeprägten Faserkern mit daran schließenden, in der Achse faserigen Gabelarmen bestehende Gebilde liegen in fluidal gebändertem Obsidian dicht beieinander und sind deutlich den parallel angeordneten Mikrolithen des Fließgefüges nach verlängert gewachsen; sie nähern sich einander bis auf eine Mindestbreite, über welche hinaus nur selten gegenseitige Verwachsungen stattfinden[1]: solche ausscheidungsfreien Mindestbreiten (z. B. zwischen sphärischen Eisdendriten) bezeichnen die Räume, aus welchen zur Dendritenbildung die letzten Lösungskomponenten entzogen werden. Beides

[1]) Da die Umkristallisationserscheinungen an Stärke von innen nach außen abnehmen, so ist das schmale Zwischenband auch als Streifen der geringsten Umbildung aufzufassen; da aber ferner eine Beeinflussung oder Anpassung eines Sphärolithoids auf oder an das benachbarte darin gesehen werden muß, daß diese Zwischenbänder, ziemlich geradlinig, den Umfang des Sphärolithoids zu einem vieleckigen machen, so ist die Auffassung berechtigt, daß sich die gegenseitigen schwachen Wirkungen völlig aufheben oder daß es sich um jene Zwischenbänder rhythmischer Anordnung handelt, in welchen zwar ein Lösungsdurchzug unleugbar stattfindet, aber jede Änderung verhindert ist; eine rhythmische Absetzung ist sowohl bei dem Lierbachvorkommen, wie bei dem von Utah unverkennbar.

weist auf eine gewisse zähe Verflüssigung und einen Lösungsverkehr längs des Fluidalgefüges des Obsidians. Man wird an die Wirkung einer gewissen Erwärmung des Glases und seines Gas-Flüssigkeitsinhalts denken müssen; da die Vergleichbarkeit mit den sphärolithischen Dendriten von Lierbachtal groß ist, so ist daran zu erinnern, daß unmittelbar daneben ein Perlstein beobachtet ist. Dr. HEIM hat folgende Einzelheiten festgestellt:

In der Glasmasse finden sich fluidal geordnete Mikrolithen, Trichiten und Trichitenbündel; Hornblendemikrolithe und -Nädelchen ($Ch_m = —$, $Ch_z = +$); Magnetitkörnchen; helle scharfe größere Kristalle (zweiachsig, A. W. groß; $Ch_m = —$, $Ch_z = —$) von Orthoklas.

In der Glasmasse zahlreiche blumenkohlartige, im auffallenden Licht ganz weiße, sphärolithartige Gebilde; u. d. M. bestehen sie aus hellbraunem, kaum doppelbrechendem Glas; in zentralen Schnitten enthalten sie ein radial angeordnetes, mannigfach verzweigtes, breitblätteriges Gerüst aus dunkelbraunen schwach doppelbrechenden Ästen von $Ch_z = +$, von vermutlich feinfaseriger Längsstruktur. Die Trichitenführung geht unbekümmert gleicher Richtung und Ausbildung durch diese Gebilde; desgl. die Hornblendemikrolithen und -Nadeln, wohl auch ein Biotit und die Feldspäte. Letztere zeigen fleckige Durchwachsung mit Quarzkörnern. Manchmal tritt ein Chalcedonsphärolith auf.

Vergl. betr. Trichiten die Beschreibung der schwarzen Trichiten, wie sie REINISCH vom Meißener Perlstein gibt (Erl. geol. Karte Sachsen, Nr. 48, Blatt Meißen, II. Auflage, 1920).

16. Gleich den unter 14. und 15. behandelten Proben erhielten wir von Herrn Prof. Dr. MAXIMILIAN WEBER in München zur mikroskopischen Vergleichsuntersuchung auch die bekannten Kugeln des Botzener Porphyrs; obwohl makroskopisch der Anschein einer schwachen Gefügeanordnung von außen nach innen mit Kupferkies im Kern vermutbar war, ließ sich im Dünnschliff nicht das geringste Kennzeichen feststellen; es scheinen kugelige Verwitterungskerne zerklüfteten Gesteins zu sein.

17. Kugelige Gebilde, welche ich im Porphyr von Altenbamberg-Kreuznach-Wonsheim und Kriegsfeld (Rheinpfalz) gefunden habe (vergl. Geogn. Jahreshefte 1924, S. 88) zeigen kein Kammergefüge, soweit die Gesteinsproben erhalten sind; ich halte sie für gewalkte Brocken eines älteren Aufbruchs, wie die häufig rundlichen Brocken des Orthophyr-Gesteins im Ebernburger Porphyrbruch (vergl. l. c. S. 89—90).

Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Wir können folgende Übersicht über die Untersuchungsergebnisse niederschreiben.

Die Umgebung der Kugeln im Gestein ist selten in einem z. T.

trachytisch fluidalen Zustand erhalten, in welchem kleine Feldspatmikrolithen in einer dem grob fluidalen Gefüge gleichlaufenden Lagerung erhalten sind; solches Gefüge wäre orthophyrisch zu nennen. Sehr vielmehr handelt es sich um die sogenannte felsitische Ausbildung, neben welcher das perlitische Gefüge oft selbständig auftritt; Die felsitische Anordnung und Mischung findet sich auch im Innern der Kammerkugeln, besonders da, wo in ihnen die Fluidalstruktur noch gut erhalten ist.

Die Kugeln wachsen gemäß ihrer Form nach außen zu und zwar so, daß z. B. nach Vollendung einer vollkommenen Kugelgestalt auf deren Außenfläche eine kleine Halbkugel entstehen kann, welche jene als feste Grundlage voraussetzt; es handelt sich nicht etwa um die Einverleibungen und Umwachsung von schon vorhandenen kleineren Kugeln (vergl. z. B. Geogn. Jahreshefte 1923, S. 29, Taf. II, Fig. 6); dies wird auch durch das Feingefüge mikroskopisch erhärtet.

Das Wachstum nach außen schließt nicht aus, daß die abschließende Erhärtung der Knollen von außen nach innen erfolgt, ebenso auch bei ihren einzelnen Feldspatfaserschichten; es ist das bei jeder innerlich zersprengten Septarien-Geodenbildung der Fall und muß auch bei den eingangs S. 451—452 erwähnten typischen Kieselsäuregeoden mit kurzfaseriger, fast dichter Quarzausscheidung an der Grenze des Basalts maßgebend gewesen sein.

Das Grundkennzeichen einer jeden dieser Kugelbildungen ist das eines mehr oder weniger faserigen, oft sogar recht langfaserigen Feldspatsphärokristalls, der durch die Fluidal-Grundflächen- ebenso wie durch das typische Kammerflächengefüge Faserungsunterbrechungen erfahren kann und in Keimbündel-Reihen jedesmal scheinbar neu nach außen verstrahlend beginnt; jedoch ist hervorzuheben, daß auch an beiden Stellen schwache und nicht regelmäßig rückwärts gerichtete Fäserchen auftreten, so daß die Faserung in gewissem Umfang kleinsphärolithisch ist, jedoch in außergewöhnlichem Maße einseitig gefördert bezw. verhindert ist. Nur in einem einzigen Falle (S. 466) fehlt offenbar diese Kammerung völlig. Es gibt auch einfache Faserschichtungen (Intermittenzen) ohne Kammeranlagen.

Neben den Feldspatfasern tritt Quarz auf; dieser ist an keiner Stelle optisch selbständig faserig, sondern nur zwischen den Feldspatfasern faserartig eingeengt. Die benachbarten Quarzzwischenfüllungen sind zu einheitlichen, vielmehr flächenhaft (körperlich) unregelmäßig begrenzten größeren Kristallfeldern (= Körnern) vereinigt, welche ganz verschiedene optische Einstellung haben; sie haben offenbar keine Fasern als Vorstufe, sondern ein feines Korn, welches an vielen Stellen auch in ursprünglicher Form noch erhalten zu sein scheint. Der Quarz umfaßt in dieser Groß-Körnerform die Bündel der Feldspatfasern.

Was die Beziehung der Faserung zu den »Kammern« betrifft, so haben wir schon hervorgehoben, daß die Faserung durch die Kammerung ebenso unterbrochen wird, wie durch das Fluidalgefüge; beide sind also wirksam als Ursachen der Faserunterbrechung vorauszusetzen. Die Kammerräume haben eine äußere, stärker gekrümmte Dachfläche

und eine schwächer gekrümmte Bodenfläche, sonst könnten sie sich auch nicht seitlich ausspitzen. Wie die in den Kugeln nach oben und unten etwas aufgebogenen Fluidalschichten, so haben die zwischen den Kammern liegenden Gesteinswände innen (unten) eine stärkere Krümmung, oben (außen) eine schwächere. Es ist klar, daß eine naturgemäß von einer äußeren Krümmung ausgehende und nach einer inneren Krümmung verlaufende Faserkristallisation überwiegend bündelartig strahlig nach letzterer zusammenfasern muß. Also auch die tatsächliche Gestaltung der Kristallisationsart verweist auf eine gewisse, nicht unscharfe Vorbildung der Kammerung, welche jedenfalls durch die Faserkristallisation nicht hervorgebracht sein kann, sondern durch diese nur gefestet wird; auf ihre Entstehungsart gehen wir unten ein.

Der nächste mineralbildende Vorgang in den Knollen ist die Ausscheidung von Mineralien an den Kammerwänden nach dem Innenraum der kugelhaubenartigen Kammern. Die ursprüngliche Stofflichkeit dieser Mineralien ist nicht festzustellen; es sind Pseudomorphosen von Quarz nach Feldspat oder, was der Form nach wahrscheinlicher ist, nach einem Zeolith. Die optische Quarzeinstellung steht in buntestem Widerspruch mit der Kristallform und ihren bindenden Notwendigkeiten; mehrere der sperrig auseinanderweichenden Einzelkristalle gehören einer optischen Quarzeinstellung an, wie das Quarzauftreten im Raum der Feldspatfaserung. Darauf folgt eine feinkörnige bis stärkere Quarzkornausscheidung, welche nach innen zu, soweit der Kammerraum groß genug ist, noch von Chalcedon gefolgt ist; erstere kann auch fehlen.

Die ganze letzte Gruppe einschließlich der Entstehung der stofflich fraglichen Kriställchen kann man zu einer Einheit von Vorgängen stellen, welche auf den Abschluß der Festigung der Kammerwände mit der Feldspatkristallisation folgt, zugleich aber auch auf eine gewisse Änderung der Umstände der Kristallisation. Der fast einseitige Zug der Kristallisation nach außen hört völlig auf; es tritt das ein, was wir bei der Bildung der Chalcedon-Achatdrusen als Wirkung einer Ansaugung von innen her dargestellt haben. Das verlangt einen gewissen Umfang von Gasen oder Dämpfen in den Kammern, welche sich allmählich abkühlen. Es ist anerkannt, daß die gekammerten Lithophysen in den Randlagen der Stromkörper auftreten, also in den Lagen geförderter Abkühlung; dies schließt nicht ein, daß die Gase eine hohe Spannung gehabt haben[1]) und auf eine Kammerung morphologisch hingewirkt haben müßten oder konnten; dagegen kann sich eine Ansaugungswirkung auch noch im nächsten Umfang der Kugeln nach außen ausgedehnt haben.

Nicht überall ist Chalcedon vorhanden; in sehr vielen Fällen tritt wie in vielen Drusen der Diabase auch Quarz — öfters mit gehäuften Gaseinschlüssen — allein auf; es läßt sich nun beobachten, daß vor oder mit den Ausscheidungen dieses Quarzes die feinen Endigungen der Feldspatfasern im Boden der Kammern in verschiedenem Umfang

[1]) An diesen Stellen ist ein hoher Gasverlust die wahrscheinlichste Annahme.

aufgelöst sind. Die oben erwähnten Randkriställchen sind auch gelegentlich im Innern der Fasermasse im Bereich der Quarzfelderung zu beobachten.

Daß, wie eine Feldspatauflösung auch Neuausscheidung in dieser Zeit der Gesteinsumwandllung stattgefunden hat, das geht daraus hervor, daß in den Fugen des Fluidalgefüges eigenartige kleine kugelig auswachsende Schlauchdendriten mit einem innersten blasigen Anfang von außen her etwas eingewandert sind, welche auf Kosten der Feldspatfaserung eingewachsen sind, wie z. B. Eisenoxydhydratdendriten auf Kosten der Carbonate im Kalk usw. Wenn wir den gekammerten Kugeln einen gewissen Vorsprung in der ersten Entstehung zuerkennen, so sind diese vereinzelt in sie eindringenden, der Gestalt nach in wahrem Sinne des Wortes »pseudo-sphärolithischen« Kleingebilde den Ausscheidungs- und Umwandlungsvorgängen in der umgebenden Magmamasse (S. 456, 457) zuzuschreiben; hierbei findet auch noch am Rande der Kugeln eine völlige Chalcedonisierung der Grundsubstanz und eine scheinbare vorherige Umkristallisation der feinsten Feldspatteilchen in mikroskopische Einzelkriställchen statt, welche in dieser Form sicher keine magmatischen Ausscheidungen mehr sind, ebensowenig wie die vereinzelten Feldspäte im Innern der Quarzdrusen mancher Lithophysen.

Nach alledem scheint nahezuliegen, daß der Verquarzungsfelderungsvorgang im Fasergefüge ein mit der Quarz-Chalcedonentstehung in den Kammern einheitlicher Vorgang ist, welcher mit der ersten Anlage der Kammerkugeln in nur wenig unterbrochenem, lediglich der allgemeinen Gesteinserhärtung der Kugeln und ihrer Umgebung angehörigen Folge von Einzelvorgängen im Zusammenhang steht. Wenn man bedenkt, daß in den Kammern auch ein allerfeinkörnigster Quarzniederschlag zu bemerken ist, der dem nicht selten noch erhaltenen, zwischen den Feldspatfasern ähnlich ist, so könnte man sogar an eine Einheitlichkeit denken; es ist aber zu erwägen, daß dieser Niederschlag z. B. in einer äußersten Kammer in größter Feinheit vorliegt und nach innen zu an Stärke sehr abnimmt, so daß die Einheitlichkeit wohl nur ein Schein ist.

Wir haben oben darauf aufmerksam gemacht, daß eine vorauszusetzende gegenseitige Einwirkung mit zeitlicher Aufeinanderfolge zwischen dem Gestein und den von ihm eingeschlossenen Kammerkugeln schon frühzeitig offenbar vor der Chalcedonbildung eintritt; auch muß eine Beziehung bestehen zwischen dem früher erhärtenden Randkörper und dem Körper der Lagermitte der Strommassen.

Wir haben in der Umgebung der Kugeln perlitische Ausbildungen fast überall festgestellt; in diesen herrschen Erstarrungsspannungen, welche, solange die Strommitte noch nicht im Lagerkörper (in sich) gefestigt ist und lediglich nach unten lastet, nicht ausgelöst werden. Das geschieht aber sofort, wenn die Festigungsvereinheitlichung eintritt und nunmehr das Lager mehr auf den tragenden Pfeilern des seitlichen Anlagerungsstreifens als Ganzes ruht. Aus dieser Zeit der Auslösung der Spannungen, von denen auch die Kammerkugeln von An-

fang ihrer Entstehung an noch latente Kräfte enthalten, entstehen auch die die Faserstruktur schief quer zerreißenden Septarienzersprengungen in den Kugeln, welche gelegentlich in die Gesteinsnachbarschaft fort und in benachbarte Kugeln hinübersetzen, im allgemeinen aber doch auf die Kugeln beschränkt bleiben. Das kann als ein Beweis aufgefaßt werden, daß nach der Feldspatfaserung und -ausscheidung zwischen dem Umfang und dem Innern der Kugeln Spannungen bestanden, welche zur Zeit der allgemeinen Spannungsauslösungen zerrissen. Mit dieser gleichen Spannungsauslösung ist auch sofort eine allgemein erleichterte Wanderung (Ansaugung[1])) von Gas- und Lösungsresten in den zahllosen Sprüngen und Rissen durch das ganze Gestein ermöglicht, welche im Anfang auch an den Wänden der neuentstandenen Klüftchen in gewissem Umfang auflösend gewirkt hat und welche so verursacht hat, daß mit dem Letztquarz auch noch gelegentlich in Mittenräumen Feldspat zur Ausscheidung gelangte (vergl. S. 457, 460).

Das Auftreten von Anatas, Turmalin und Flußspat läßt zugleich den allmählichen Übergang von den magmatischen zu den postvulkanischen, hydrothermalen Vorgängen erkennen.

Wenn wir im Vorhergehenden kein Zugeständnis an die Anschauung machen konnten, daß die Entstehung der gerundeten Kammern in noch ganz weichem Zustand des Magmas unter Wirkung eines überspannten Gasblasendruckes stattfand, so ist doch nicht in Abrede gestellt, daß sie in der Umgebung von wirklichen Gasblasen auftreten könnten; es darf wenigstens in Erwägung gezogen werden.

Wie in der Umgebung von Gasblasen in Basalten ein mehr oder weniger beschränkter Glashof als Folge einer Abkühlung durch die Gasentbindung sich einstellt (vergl. Erl. zu Bl. Brückenau, S. 51), so kann dieser Hof auch eine gewisse kristallisierte Ausbildung erhalten (vergl. Erl. zu Bl. Schönderling nach den Feststellungen von FRITZ HEIM, S. 467—471). Auf solche Höfe früherer Erhärtung habe ich auch die in den meisten größeren Achatblasen in Diabasen vorkommenden größeren und geringeren Gesteinsbröckchen zurückgeführt, als Bruchstücke der rasch erhärteten und zertrümmerten Zwischenwände zwischen kurz vor der Unbeweglichkeit des Magmas sich noch vereinigenden Blasenräumen. In der Umgebung der großen Blasen in Porphyren könnten sich auch ähnliche Höfe bilden, welche gewisse Ausscheidungseigenheiten der Lithophysen der Kammerungskugeln besitzen, d. h. radialfaserige Feldspat- und körnige Quarzauskristallisation. In dieser dicken Hofhülle trifft man nun gegenüber der riesigen Blasenhöhle vereinzelte ganz unverhältnismäßig geringfügigere strahlige Längsanordnungen kleinster Kammerungsreihen an; es ist ganz klar, daß die Kammerung in diesem Ring hier mit der Entstehung des großen Hohlraums nichts zu tun hat. Nun tritt hier die Erscheinung auf, daß die faserige Hofhülle von innen nach außen mehrfach strahlig zerspringt und zwar in einer Zersprengungsart, welche dem zweiten unregelmäßig septarienartigen Zersprengungsvorgang in den Kammerungskugeln völlig

[1]) Vergl. Geogn. Jahreshefte 1916, XXIX, S. 36—37.

entspricht. Entweder von dieser oder von der Zwischenwandsprengung bei der Bildung größerer Blasen stammen die Porphyrsplitter, welche bei manchen Schneekopfkugeln vom Achatchalcedon umwachsen werden.

Es wurde nun S. 465, 466 ausgeführt, daß tatsächlich nirgends bei den großhöhligen Schneekopfkugeln nur ein kleiner dem Gefüge entnommener oder gestaltlicher Anhalt zu der Annahme vorhanden wäre, daß das Innere etwa der Raum einer aufgeblähten Gasmasse sein könnte. Es wäre daher die Möglichkeit zu überlegen, ob nicht bei einer Neigung zu voreilender Kristallisation des Feldspats eine Wanderung der Lösung und ihrer Agentien nach den Stellen der schnellsten Ausscheidung an dem Außenrand der Lösungsverbreitung stattfinden, d. h. eine Scheidung in der Lösung eintreten konnte, nach welcher außen vorwiegend Feldspat zur Auskristallisation und innen eine an adsorbiertem Gase reiche kieselsaure Lösung nur Quarz entstehen lassen konnte.

Die dichtgestellte sehr feine Kammerung leitet über zu einer nicht nur mikroskopisch sichtbaren in dem Maß der Ausbildung, aber auch zugleich zu einer fast lückenlosen und nahezu gleichmäßigen Verteilung in den Kugelknollen; »lückenlos« im Nebeneinander ringsum in den Kugeln und im Hintereinander von innen nach außen (Tafel 18, Fig. 6).

Diese seltene Anordnung, welche von einem hessischen Fundort bekannt wurde, scheint den Ausgang zu einer Erklärung der Kammerung bieten zu sollen; sie sieht nichts ähnlicher, als einer sogen. rhythmischen Bänderung, welche ich hier als eine immer regelmäßig abwechselnde stoffliche Scheidung der sehr verdickten magmatischen Lösung nach mehr und weniger zähflüssigen Lösungsschichten ansehe; nach den letzteren geschah von den ersteren her eine Zerreißung in noch leim- oder sülzeartigem Zustand der Masse mit der Anlage der Kammern. Nach diesen wurde, wie dies bei den Septarien regelmäßig der Fall ist, die Lösung (Flüssigkeit und Gase) angesogen; es wurde nur so viel angesogen, als zur Ausgleichung der Druckunterschiede als Folge der Zerreißung nötig war; das ist allerdings nur eine Neuverteilung des Stoffes und es liegt keine Möglichkeit vor, daß die vorhandenen Gase an der Aufblähung der Kammerräume nur irgend einen Anteil hätten.

Während keine Erfahrung oder auch Überlegung verständlich sein lassen, wie in einer ganz einheitlichen Kugel, z. B. im Durchmesserschnitt von 50 mm, etwa 15 strahlige Reihen (und zwar eng nebeneinander) der von innen nach außen durchschnittlich 70 sichelförmigen Kammerräume (eng hintereinander), in allerdings ungleichmäßiger Stärke und Wechselstellung, aufgereiht sein könnten, spricht andererseits das Auftreten auch nur ganz vereinzelter Strahlenreihen von größerer Breite und Kammerdicke mit ab- und zunehmender Stärke der Sichelkammern an verschiedensten, den Hauptwölbungsrichtungen der Kugelrundung nicht entsprechenden, unregelmäßig verteilten Stellen nicht für irgend eine Beziehung zu Gasdruckwirkungen[1]) in einer

[1]) Es ist besonders hervorzuheben, daß die Gasdruckwirkungen, wenn sie sich mit

im wesentlichen noch weichen Masse. Dagegen wird von allen Beobachtern die Neigung zu fast zwiebelschaliger Stellung der Kammern hervorgehoben; diese ist nicht denkbar ohne ein Alternieren der seitlich benachbarten Kammern; das ist aber ein Kennzeichen der rhythmischen Bänderung zu Seiten der von LIESEGANG so genannten Pseudoklasen, d. h. der Leitlinien der Unterbrechung und der scheinbaren »Verwerfung« der rhythmischen Bänder, welche eben durch die alternierende Wechselstellung hervorgebracht ist. Ich erinnere, daß auch bei der Bänderung der Tutenkristallisation zu Seiten bestimmter strahlig gestellter Fugen eine Wechselstellung die Regel ist. (Geogn. Jahresh. 1913, S. 287.)

Man hat also drei Hauptgruppen von »Porphyrgeoden« zu unterscheiden: 1) Eine erste mit einer dickeren und dichten sphärolithischen Hülle ohne gerundete, breit umgreifende Sichelschichtung bezw. mit nur ganz vereinzelten schmalen, mikroskopischen Andeutungen von solchen, dagegen mit einer großen, nur strahlige Septarienzersprengungen aufweisenden Höhlung, und 2) eine andere Gruppe, in welcher die breiter umgreifende Sichelschichtung, oft wechselständig, ganz hervorragend vorwiegt und ursprüngliche sichelförmige Höhlungen besonders nach innen zu durch Auflösung außerordentlich erweitert sind. Zwischen beiden steht 3) eine sehr seltene Ausbildung, in welcher die durch die ganze Kugel gleichmäßig verteilte Sichelschichtung halbmesser-strahlig in schmalen Zügen und gleichmäßig eng gedrängt, noch gerade augensichtbar, die Kugelmasse ohne jede vorwiegende Höhlung durchdringt, wobei aber auch raumerweiternde Auflösungstätigkeit überall im Kleinen sichtbar ist. Ansätze hierzu sind auch bei den beiden anderen Gruppen noch sichtbar; bei 3) sind zunächst Radialzersprengungen ebenso sehr zurücktretend, wie gleichmäßig verteilt. Das dürfte darauf hinweisen, daß hier kaum zwei grundsätzlich verschiedene Vorgänge bei der inneren Ausgestaltung gewirkt haben, sondern nur Verschiebungen im Maß und Umfang eines einzigen.

Während bei 3) die Verteilung der später durch Quarz und Chalcedon erfüllten Hohlräume gleichmäßig inmitten einer gleichmäßig einsprenglingsreichen Grundmassekugel stattfindet, tritt Grundmasse inmitten der Kugeln der Gruppe 1) überhaupt nicht auf; es sind völlig gleichwertige, aber entgegengesetzt sich scheinbar ausschließende Bildungen. Gerade die Größe der einheitlichen Innenhöhle bei 1) wurde aber als Beweis eines gaserfüllten Blasenraumes kurzweg angenommen, während bei 2) größere Teilhöhlungen hypothetisch als Wirkungen der Blasenspannung betrachtet wurden. Wir müssen nun unterscheiden zwischen vorhandenem Gas als angesogene oder durch Verteilung beiwandernde Restausfüllung mit geringer oder gar ohne Spannung, und zwisches Gas als kraftmäßig aufblähendes, selbst überspanntes Mittel, welches in seiner Überspannung nach Erhärtung der Umgebung auch

dem Auftrieb verbinden, nach oben ausgeprägter sein und nach unten großen Widerstand finden müssen. Auch davon ist nichts nachzuweisen, besonders nicht bei Stücken, wo wir uns durch Oberfläche der Horizontalschichtung des Achats über Oben und Unten sehr gut ausweisen können.

auf lange Zeit erhalten werden kann; hierbei ist zu bedenken, daß die Spannung einer Luftart nicht ohne Berücksichtigung der Temperaturmöglichkeiten beurteilt werden darf.

Die außerordentliche Höhlung bei der Gruppe der sogen. Schneekopfkugeln, welche übrigens auch bei den Lierbachkugeln, nur mit Chalcedon erfüllt, auftritt, bringt aber zum Bewußtsein, daß die vormineralische, noch flüssige Raumfüllung von außen bis ins Innerste ein viel größeres Raummaß einnahm, als das mineralische Enderzeugnis, welches nun im gleichen Umfang festgelegt ist. Dieser Innenschwund, der meist durch Auflösung noch erweitert ist, kann nur dadurch erklärt werden, daß zu einer Zeit des noch weichen und allseitig nachgiebigen Flüssigkeitszustandes der inneren Strommasse eine Zusammenziehung zähflüssiger Feldspatlösung mit Quarzlösung, Wasser (an der Verdampfungsgrenze) und Gasen möglich war, welche, was an den Fluidalschichten oft deutlich ist, eine gewisse verdrängende Wirkung auf die Umgebung ausüben konnte. Die Tatsache, daß es in der Umgebung von Basaltdurchbrüchen[1]) kurzfaserig kristallisierte, aus einem Gelzustand übergeführte Quarzkieselsäureseptarien gibt, welche bei festgelegtem Umfang einen bedeutenden Innenschwund erlitten haben, muß hier wieder hervorgehoben werden (S. 451). — Eine raumschaffende Umwandlung einer festen Mineralmodifikation in eine dichtere, wie dies z. T. beim Calcitachat nachgewiesen ist, hat jedenfalls nicht stattgefunden, da bei einem ursprünglichen winkeligen Zusammenstoßen der Feldspatfasern (außerhalb des Bereichs der Kammern), z. B. an den nicht seltenen Begegnungslinien, kein Nachweis von Faserverkürzungen erbracht ist.

Die »gemischte« Lösung, von welcher die Rede war, war nun nicht mehr das Magma; es waren aus diesem schon Feldspat, Quarz usw. ausgeschieden in großen Einsprenglingen der Tiefenausbildung, aber es hatten auch schon die Auskristallisationen mit dem Beginn der effusiven Phase, d. h. mit einem Gasausbruch nach oben, mit einer Druckentlastung und einer Aufwärtsbewegung begonnen. Aus dieser Zeit stammt nun eine weitere Veränderung der Lösung durch Resorption der Quarze usw., eine Anreicherung an Quarzkieselsäure. Diese wurde beschränkt; durch einen späteren, kaum mechanischen Vorgang, in welchen die Quarze zertrümmert wurden aber nicht mehr zur Auflösung kamen, wird dies klar; er bezeichnet vielleicht den Beginn der oberflächlichen Magmaausströmung. Je rascher die Aufstiegzeit und die erste Überdruck-Gasentlastung, desto reicher an Quarzen dürfte der entstehende Oberflächenstrom sein, desto ärmer an wiedergelöster Kieselsäure, welche aber einen hinsichtlich der ursprünglichen Lösungsverhältnisse sehr verschiedenartigen Einschlag bedeutet. Es ist erlaubt damit in Einklang zu stellen, daß das an Quarzeinsprenglingen überaus viel reichere Vorkommen der Kammerkugeln jenes sehr dicht und gleichmäßig gebänderte von der »Platte« ist, als ob sein Zustand den Lösungsscheidungen die stärksten Diffusionswiderstände geboten hätte;

[1]) Erläuterung zu Blatt Brückenau und Geroda, 1923, S. 14—15.

es würde daher die mit Kieselsäuresol gemischte Lösung des Stromes gegenüber dem Magma sehr viel weniger zähflüssig genannt werden können; eine Folge davon wäre, daß später in der fast sülzartig zähflüssigen Strommasse mit außerordentlich vielen Kleinausscheidungen, jedoch ungleichmäßigem Stoff- und Gasbestand in der den Stromgrenzen nahen, gleichmäßig abkühlenden Randbreite nach den Stellen etwas größerer Gasverteilung infolge der Abkühlung dieser die leichter flüssigen Lösungsreste innerhalb der Fluidalschichtung herangezogen würden; es würde hierbei noch Gas unterwegs mitgeführt, welches die Löslichkeit vermehren und dadurch eine Verdickung der Lösung verursachen könnte; so käme es schließlich zur Auskristallisation von Feldspat, welche in verdickter Lösung unter geringem Druck nicht anders als ringsfaserig sein könnte und welcher der Quarz dann kleinkörnig nachfolgte. Die Geodenform verlangt — ob sie nun faserstrahlig oder dicht ist — das verdichtende Heranziehen von Lösungsrestbeständen je in schichtförmigen, unter sich mehr oder weniger getrennten Lösungsspeichern, von welchen der mittelste (kugelig auswachsend), nicht der unterste bezw. oberste (oft halbkugelig auswachsend), wohl der älteste ist. — Auch die Umwandlungslösung wird in diesen Schichtenkörpern in Fugen zu- und abgeleitet.

Das perlitische Gefüge tritt in schmalen Zügen auf, offenbar an der äußersten Stromoberfläche, wieder von neuen felsitisch gestalteten Strömungen überlaufen; es entspricht einer Erstarrung mit Einschluß eines noch sehr starken Gasgehalts, dessen innere Spannungen die Ursache der Perlzersprengung und der sich daran schließenden auf die Perlitlagen beschränkten starken, in der grünen Farbe sich äußerlich zeigenden Umsetzungserscheinungen sein dürften. Die Lithophysenbildung im Felsit macht gelegentlich deutlich an der Perlsteinschicht halt, während andere ältere außergewöhnliche, an die Flüssigkeit oder Plastizität des Stromkerns noch gebundene Ausscheidungen beiden gemeinsam sind (S. 468, 469); ich fasse dies als einen Beweis dafür auf, daß die Lithophysen in dem noch leichter beweglichen, wesentlich doch schon zur Ruhe gekommenen Felsitanteil des Magmas entstanden. Es ist selbstverständlich nicht ausgeschlossen, daß die Oberflächenabschreckung, welche das Perlitgefüge zur Folge hat, noch später ins Innere dringt, in welcher die Lithophysen unterdessen sich ausgebildet haben. Diese nach Innen fortschreitende Perlsteinabschreckung kann besonders eintreten, wenn längere Zeit keine neu erwärmende Überströmung stattgefunden hat. Die Wirkung solcher neuen Stromerwärmungen kann auch im Auftreten der Sanidinausbildung als Umwandlung aus Orthoklasen gesehen werden (S. 466). Ich habe die Wirkung von Neuüberströmungen auch für die verschiedenen Generationen der Achatstruktur in Diabasströmen in Anspruch genommen.

Es wurde oben auf die möglichen Magmenverhältnisse vor der Ausströmung Bezug genommen; man hält die Porphyre für die Effusivform der Granite und glaubt, daß das Felsitgefüge eine Art Ent-

glasungserscheinung sei in einem an der Oberfläche erstarrten Magma. Damit kann aber nicht in Abrede gestellt werden, daß es tatsächlich intrusive Felsitporphyre gibt, wie das klassische Beispiel des Königsbergs und Hermannsbergs in der Nordpfalz mit dem Kontakt im mantelförmigen Hangenden zeigt und wie auch im Thüringer Wald solche Beispiele aufgeführt werden können, in welchen offenbare Intrusiva (Lagergänge bis -stöcke) und Effusiva sehr ähnliche Ausbildungsform besitzen. Es muß also auch ein Übergang zur Felsitbildung im Erdinnern in großen Magmamassen möglich sein, in welchen die Einsprenglingsquarze vollständig verschwunden sind; es muß ein Zustand gedacht werden können, der unabhängig von der Form der Erstarrung gerade so gut im inneren Stromkörper herrschen kann, wie in dem in der äußeren Erdrinde stecken gebliebenen intrusiven Porphyrstock. Das kann nur dadurch erklärt werden, daß durch die massenhaften Wiederauflösungen, welche sich auch teilweise auf den Feldspat erstrecken können, das Magma, welches bei dem Emporbrechen einen großen Teil des Gasgehaltes schon verloren hat (von dem ein Gasrest durch die Zähflüssigkeit noch bis zum Ausbruch und darüber hinaus festgehalten wird), viele im strengsten Sinne magmatischen Eigenschaften eingebüßt hat; seine eigentliche Oberflächenabschreckungsform wäre die glasige Masse, welche zum Perlstein führt, seine auch erdinnerliche Abkühlungsform mit noch ständig möglicher langsamer Entgasung aus noch nicht steinig gehärtetem Zustand heraus würde die Felsitform darstellen. Der Gegensatz wäre gegeben durch den Begriff des Urmagmas als wahrer Lösung und den Begriff des Felsitmagmas mehr als kolloider Lösung (intrusiv und effusiv). In dem mehr kolloiden Zustand könnten die verschiedenen sphärolithischen Ausscheidungen nach O. Lehmann's Auffassungen leicht entstehen.

Tafel 18

Fig. 1. Porphyrgeode (Lithophyse) aus Stromporphyr des Lierbachtals in Baden; sie ist wagerecht gestellt nach der Oberfläche der Achat-»Flüssigkeits«-schichtung im Innern einer mit einer Achatwand ausgekleideten Zersprengungshöhlung; die Achat-Flüssigkeitsschichtung entspricht nicht ganz der Fließschichtung des Porphyrgesteins, welche ein stärkeres Gefälle hat. Die obere Hälfte des Knollens ist in höherem Maße verquarzt als die untere; in beiden befinden sich mit dem Umfang gleichlaufende, z. T. nicht ganz erfüllte sichelförmige Zersprengungsräume, welche unten seitlich am besten erhalten sind. Größe der Vorlage . . . . S. 452—455

Fig. 2. Dünnschliffbild durch ein von außen unten nach innen gerichtetes Querband des besterhaltenen Teils von Fig. 1 (rechts unten); man sieht die einseitig nach außen verstrahlende Feldspatfaserschichtung und zwischen ihnen die Kammerräume, welche sich seitlich in aufgelöster Faserung schließen; die letzteren sind von den Wänden nach dem Höhlungsinnern zugewachsen; zunächst mit quarzig pseudomorphosierten Kriställchen, dann z. T. mit feinstem, gestaltlos körnigem Feinquarz, dann mit Chalcedon (gebändert gezeichnet). Hier überwiegt die Kammerung; nach innen tritt eine ebenfalls mit der Oberfläche gleichlaufende Faserschichtung ohne ein Auseinanderweichen der Schichtwände (es ist bloß eine Schichtlinie zu sehen). Beide Arten der konzentrischen Schichtung werden

durchkreuzt von der Fließschichtung des Porphyrs, welche bis auf die Seitenecken im äußeren Teil ganz unterdrückt ist, doch da, wo sie sich seitlich nach innen durchgesetzt hat, zu einer Auflösung des Faserbündelgefüges führt; diese Auflösung muß noch in halbweichem Zustand eingetreten sein; d. h. die Auskristallisation ist später erfolgt. Das ganz ursprüngliche Fließgefüge zeigt sich in einer Unterbrechung der Faserung. Die rhythmische Kammeranordnung ist da am vollkommensten, woselbst das Fließgefüge des Porphyrs verschwunden ist — Vergrößerung 7fach . . . . . S. 452—455

Fig. 3. Auf einer äquatorialen Fließfuge mit einer Begegnungslinie (-fläche) des Fasergefüges (vergl. Geogn. Jahreshefte 1918, S. 41, Nr. 59) ausgeschiedene Sphärodendriten von Feldspat mit mittleren Anfangsblasen aus Quarz, deren Hülle wahrscheinlich ursprünglich Chalcedon oder Opal war. Die Feldspatfaserung des Geodenkörpers ist vom Schliff schief quer durchschnitten. — Vergrößerung 7 mal. — Fundort Lierbach in Baden. — Fig. 1—3 in der Sammlung des Oberbergamts, Geologische Landesuntersuchung, München . . . . . S. 456

Fig. 4. Sphärodendritische Bildungen (vergl. Fig. 3) in Obsidian von Utah. Diese unterscheiden sich von jenen in Fig. 3 dargestellten dadurch, daß ihr Kern eine etwas regelmäßigere Faserkugel darstellt und daß die davon ausstrahlenden Faserdendriten einen weniger deutlich kristallisierten Hüllensaum haben, gleichsam als Übergang zu dem amorphen Obsidianglas. Die Äste sind der durch Mikrolithen angedeuteten Fluidalanlage nach gestreckt und verzerrt. — Vergrößerung 4fach. — Sammlung des Petrographischen Seminars der Universität München . . . . . S. 476

Fig. 5. Einschaltung in faserig kristallisierten Porphyrgeoden von Groß Umstadt in Hessen. Es sind meist stengelig-walzenförmige, auch kugelige Körperchen, welche im Fließgefüge liegend durch die letzten Bewegungen in diesem gestaucht und aufgerichtet sind; die feinere Fließanlage ist durch übergroß gezeichnete ferritische Mikrolithen gekennzeichnet. — Vergrößerung 7fach. — Sammlung der Hessischen Geologischen Landesanstalt . . . . . S. 470

Fig. 6. Durchschnitt durch eine Porphyrkugel von der Platte bei Groß Umstadt: das einsprenglingsreiche Gestein ist durchsetzt von schmalen Kammerreihen in der Form von rhythmischen Absetzungen, fast ohne radiale Zersprengungen; an die Einsprenglinge setzen sich Turmalinverzweigungen ziemlich regellos an. — Vergrößerung 4,5fach. — Sammlung der Hessischen Geologischen Landesanstalt . . . . . S. 472

Fig. 7. Porphyrgesteinsstück mit Blasen aus einem Tuff vom Kornberg bei Erbendorf (ges. Dr. De Terra). Die Blasenform ist die eines durch Druck und Zug verzogenen Glases, welches so nahe vor der Grenze der Bewegungsfähigkeit steht, daß die infolge der Abkühlung gering gewordene Unabhängigkeit (= Eigenspannung) des Gasinhalts fast nicht mehr wirksam ist und vielmehr der Druck von außen die Form der Blasen bestimmt, wie dies z. B. auch an der Bodenfläche größerer Blasen in Diabasen bei abnehmender Eigenwärme beobachtet wird (vergl. Geogn. Jahresh. 1918, Nr. 9, S. 30 u. 31). — Auch die Blasen(?)formen in den Porphyren vom Geiersberg (Thür.), Fig. 9, zeigen etwas von der Eindrückung von außen, während ein anderer Teil der kleinen Blasen vom Erbendorfer Lagergang völlig rundlich oder eirundlich gestaltet ist (Eins. De Terra), anderen Umgebungswirkungen ausgesetzt war. In den Blasen fehlen alle Einsprenglinge. Die Mikrolithen sind natürlich unverhältnismäßig vergrößert wie in Fig. 4, 5, 8 u. 9. — Vergrößerung 2,5fach . . . . . S. 475

Fig. 8—10. Aus den Porphyrsteinbrüchen im Tuff vom Geiersberg mit sphärolithischen Einschlüssen und Lithophysen; erstere sind älter und in der Richtung des Flusses stark verlängert; sie enthalten ungleich den eigentlichen Blasen oft sehr einseitig angeordnete Einsprenglinge von Quarz und Feldspat; im Gegensatz hierzu wachsen die meist gut gekammerten,

jedoch nicht kugelig gestalteten »Lithophysen« vorwiegend quer zur Stromrichtung; es ist kein Zweifel, daß hier die Platzfrage mitwirkt, daß (der Lösungszuzug und) die Ausscheidungsmöglichkeit in der Stromrichtung durch die älteren Einschlüsse gehindert ist. In der Kammerung fehlen die pseudomorphen Wandkriställchen, Chalcedon ist untergeordnet. Die Faserkristallausfüllung der sphärolithischen Einschlüsse ist nicht von den Einsprenglingen abhängig (siehe Fig. 10); sie scheint auch an dem Randsaum abzustoßen, der wie die 1. Generation von Achatblasen aussieht; eine gewisse Querschichtung ist bei Fig. 8 bemerkbar. Hier rechts ein Quarzeinsprengling (siehe auch Fig. 10), der wie sonst häufig nur einseitig — an einer Bruchstelle? — resorbiert ist, während die Kristalloberfläche ganz unberührt blieb. — Vergrößerung 9,5 u. 7fach. — Sammlung des Oberbergamts, Geologische Landesuntersuchung, München . . . . . S. 468—469

Die carbonischen Goniatiten Deutschlands

Von Herrn **Hermann Schmidt** in Göttingen

Hierzu Tafel 19—26 und 2 Textfiguren

Die wissenschaftliche Bearbeitung der deutschen Carbon-Goniatiten erweist sich nachgerade als Notwendigkeit für die Paläontologie sowohl, der sie eine bedeutende Lücke in der Stammesgeschichte der Ammoneen schließen soll, als auch besonders für die Stratigraphie, die heute noch mit einer behelfsmäßigen Gliederung des Carbon arbeiten muß. Entsprechen doch die Bezeichnungen Etroeungt, Tournai und Visé sowie Waldenburger, Saarbrücker und Ottweiler Stufe noch durchaus mangelhaft definierten Begriffen. Für eine mehr ins einzelne gehende Gliederung behilft man sich, abgesehen von neuen Goniatiten-Gliederungen des mittleren Carbon in England, mit Korallen und mit Pflanzen, obgleich wohl kein Zweifel darüber besteht, daß man damit mehr den Wechsel der Lebensbedingungen als die Fortentwicklung der Organismen zum Maßstab einer geologischen Zeitrechnung gemacht hat.

Mit Rücksicht auf die heute für alle deutsche Wissenschaft gebotene Sparsamkeit mußte von vornherein der Gedanke ausscheiden, etwa den Monographieen über Carbon-Goniatiten, die A. H. Foord für Irland und I. P. Smith für Nordamerika gegeben haben, etwas in bezug auf Beschreibungen und Abbildungen gleich Vollständiges an die Seite zu stellen. Die Darstellung mußte sich vielmehr im wesentlichen auf das beschränken, was bisher noch nicht beobachtet wurde. Eine Bestimmungstabelle und eine möglichst vollständige Serie analytischer Figuren soll wenigstens die Bestimmung der Formen erleichtern, deren vollständige Kenntnis nicht ohne Hilfe älterer Literatur vermittelt werden konnte.

Die Methode der Untersuchung und Darstellung, die sich nicht auf das äußerlich Sichtbare beschränkt, sondern auch die innere Lobenlinie und die Merkmale der inneren Windungen heranzieht, hat sich noch nicht allgemein durchgesetzt. R. Wedekind hat ihr in den »Genera der Palaeoammonoidea« stark den Weg bereitet. Mich zwang das Material zu konsequenterer Durchführung dieser Methode, wenigstens in bezug auf die inneren Windungen. Wo es nicht anders ging, wurden die Querschnitte mit der Schneidemaschine hergestellt.

Einen nicht unbeträchtlichen Teil des Materials konnte ich selbst sammeln. Überwiegend aber ist es das Material aus dem Geologischen Landesmuseum in Berlin, daneben das aus den Universitätssammlungen in Göttingen, Berlin, Aachen, Breslau und Frankfurt, welches ich benutzen durfte und für dessen Darleihung ich mich zu Dank verpflichtet weiß. Einen wesentlichen Anstoß zu dieser Arbeit gaben die neuen Goniatitenfunde aus der westfälischen Gasflammkohle, wovon ich Aufsammlungen der Herren Fremdling, Honermann, Kukuk und Carl Schmidt bearbeiten durfte. Als noch wichtiger erwiesen sich mehrere Goniatitenfaunen aus dem Flözleeren von Aachen und vom Niederrhein, mit denen mir Herr Prof. Wunstorf einen Bestandteil seiner neuen stratigraphischen Untersuchungen freundlichst zur Verfügung gestellt hat. Herrn Prof. Stille danke ich für die Gewährung der Hilfsmittel des Göttinger Geologischen Instituts, wodurch diese Arbeit sehr wesentlich gefördert wurde.

Stratigraphische Grundlagen und bisherige Arbeiten

I. Deutschland

Eine zusammenfassende Bearbeitung der carbonischen Goniatiten Deutschlands liegt bisher nicht vor. Faunen oder einzelne Formen wurden jedoch schon vielfach beschrieben, so, um hier nur die wichtigsten Namen zu nennen, durch L. v. Buch, G. und F. Sandberger, A. und F. Roemer, Holzapfel und Wedekind. Einen bemerkenswerten Versuch, die wichtigsten Formen zusammenzustellen, bilden die Tafeln 47a und 47b in Frech's Lethaea Palaeozoica. Neuere Arbeiten erfordern eine kritische Besprechung, und damit möge eine Begründung der hier verwendeten Stratigraphie verbunden werden. Zu der in der Tabelle S. 492 gebrauchten Gliederung sei bemerkt, daß die Stufen nicht etwa als Lebensdauer der namengebenden Gattungen aufzufassen sind, sondern nur als Zusammenfassung von Zonen, für welche die Leitformen aus der betreffenden Gattung genommen werden konnten.

Stufe I. *Protocanites*-Stufe oder älteres Untercarbon, erhielt ihren Namen vom Verf.[1]) bei der Bearbeitung der sauerländischen Hangenberg-Fauna, die mit den niederrheinischen Etroeungt-Vorkommen altersgleich und räumlich eng verknüpft ist. In Schichten, die in ihrer Ausbildung denen des Oberdevon noch sehr ähnlich sind, tritt eine gegenüber dem jüngsten Oberdevon etwas geänderte Fauna auf. *Sporadoceras* und *Wocklumeria* sind erloschen, auch die Clymenien bis auf wenige Ausnahmen. Neu sind vor allem *Phillipsia* und *Protocanites*. Die Gattung *Protocanites* dürfte von *Gattendorfia* abstammen und hat im Oberdevon einen Vorläufer in *Phenacoceras*; in Stufe II entsteht aus ihr die Gattung *Merocanites*. In den Arten von *Protocanites* ist diese Entwicklung schon angebahnt: der Lobus U, bei *Pr. Lyoni* noch klein, ist bei *Pr. geigenensis* groß und liegt weiter von der

[1]) Erste Veröffentlichung durch Paeckelmann 1922, S. 283.

Naht entfernt. *Pr. Lyoni*, der in Amerika auch im tiefsten Untercarbon liegt, ließ sich im Schwarzwald, im Sauerland und in Schlesien nachweisen. Mit ihr kommen vor:

Aganides Gürichi Frech	*Aganides carinatus* Schm
» *intermedius* Schdw.	*Gattendorfia crassa* Schm.
» *infracarbonicus* Pkl.	» *subinvoluta* Mstr.
» *varicosus* Schdw.	» *nodosa* n. sp.
» *prorsus* n. sp.	*Pseudarietites westfalicus* Schm.
» *acutus* Schdw.	*Protocanites Lyoni* M. u. W.

Außer dieser im Hangenbergkalk des Sauerlands vorkommenden Fauna rechne ich zur Zone Iα die darunterliegenden Hangenbergschiefer, welche bei Elberfeld und Warstein die auch in Etroeungtschichten von Velbert und Etroeungt vorkommende *Postclymenia evoluta* Fr. geliefert haben. Im Hasselbachtal bei Hohenlimburg und bei Langenaubach, wo sie inmitten der Tuffbreccie liegen und deren carbonisches Alter bestimmen (Schmidt 1924 a), führen die Hangenbergschiefer *Aganides infracarbonicus* und *varicosus*. Echte Übergangsbildungen zum Oberdevon beschreibt Schindewolf 1921 (S. 173) von Schleiz.

Fundpunkte im Hangenbergkalk sind in erster Linie das Hönnetal und seine Nachbarschaft (Hohlweg zwischen Aprike und Riemke, Hangenberg bei Deinstrop), dann Drewer bei Warstein (Schmidt 1921, Schindewolf 1923), Gattendorf bei Hof (Schindewolf 1923) und Ebersdorf in Schlesien (Schmidt 1924, S. 115). Schindewolf betrachtet die genannten Vorkommen als obere Zone seiner *Gattendorfia*-Stufe und rechnet sie zum Oberdevon, von der Meinung ausgehend, daß sie unter der auch für mich jüngstoberdevonischen *Wocklumeria*-Zone läge; es ist aber im Hönnetal leicht zu sehen, daß *Wocklumeria* unter *Gattendorfia* liegt.

In den Profilen bei Hof folgen die Schichten, welche die von Leyh (1897) beschriebene Fauna von Geigen und damit den *Pr. geigenensis* einschließen. Sie wurden auch von Felsch (1911) in den oberen Teil der Stufe I gestellt. In anderen Gegenden ließ sich diese Zone bisher noch nicht feststellen.

Stufe II ist die *Pericyclus*-Stufe oder das mittlere Untercarbon. Dieser Stufenname wurde von Wedekind 1919 geprägt und zunächst im Sinne einer Zweiteilung des Untercarbon gebraucht, also gleichbedeutend mit Frech's »Zone des *Prolecanites compressus*« (Frech 1902, S. 66)[1]. Das ist darin begründet, daß man nach Anerkennung der Etroeungt-Stufe als altes Untercarbon die Fauna von Erdbach-Breitscheid dieser zurechnete (Drevermann 1902). Zuerst führte mich die Stammesentwicklung der Prolecanitiden dazu, die Erdbacher Fauna in das mittlere Untercarbon zu versetzen, danach die

[1]) Das Verdienst Wedekind's an der Gliederung des Carbons, das er jetzt (Schriften z. Beförd. d. ges. Naturw., Marburg 1924) in einer maßlosen Polemik gegen mich hervorhebt, besteht hier wie überhaupt darin, daß er bekannte Einheiten nach Gattungen statt nach Arten benannt hat. Die Begründung von Stufen auf die vermeintliche Lebensdauer einer Gattung muß ich als verfehlt bezeichnen.

Cephalopoden-Zonen		Westfalen	Mitteldeutschland	Schlesien	Aachen
Schistoceras-Stufe	VI				
Sch. diversecostatum	β		Wettiner Sch. usw.		
» *Hyatti*	α				
Gastrioceras-Stufe	V				
Anthracoceras aegiranum	ε	Gasflammkohle			
G. catharinae + *A. Vanderbeckei* .	δ	Gaskohle, Fettkohle	Verschiedene sächsische Steinkohlen	Muldengruppe	δ Maria-Grube
» *circumnodosum*	γ			Sattelflözgruppe	γ Gr. Karl Friedrich
» *subcrenatum*	β				
» *rurae*	α	Magerkohle		Ostrauer Schichten	
Eumorphoceras-Stufe	IV				
E. superbilingue	δ				
» *bilingue*	γ			Waldenburger Schichten	γ Krebs-Traufe-Hor.
» *reticulatum*	β	Flözleeres			
» *inconstans*	α				α Wilhelmine-Hor.
Glyphioceras-Stufe	III				
G. leodicense + *Homoc. beyrichianum*	δ	Schiefer od. Grauwacken	Grunder Grauwacke	? Golonog	δ Walhorner Sch.
» *granosum* + *Homoceras coronula*	γ	Plattenkalk od. Schiefer	ob. Lautenthaler Sch.		
» *striatum* + *Homoceras Burhennei*	β		m. + u. Lautenthaler + Riesberg-Sch.		Kohlenkalk mit Visé-Fauna
» *crenistria* + *Muensteroc. truncatum*	α	meist Kieselkalk	Goniatienkalk + Steigertal-Niv.	Kalk mit *Prod. giganteus*	
Pericyclus-Stufe	II				
P. Kochi + *Muensteroceras inconstans*	γ	Erdbach-Breitscheider Crinoidenkalk		Kalk mit *Prod. sublaevis*	Kohlenkalk mit Tournai-Fauna
» *plicatilis* + *Muenst. corpulentum* .	β	? Kieselschiefer z. T.	Zadelsdorfer Knollen		
» *princeps* + *Muenst. complanatum*	α	desgl.			
Protocanites-Stufe	I				
Pr. geigenensis	β	(? Kieselschiefer z. T.)	Geigen-Schiefer		Crinoidenkalk mit Etroeungt-Fauna
» *Lyoni*	α	Hangenbergschichten	Gattendorf Bk. 21	Ebersdorf	

Kenntnis der ganz anders gearteten Goniatitenfauna des wahren Etroeungt, die sich u. a. bei Drewer unter Schichten mit Erdbacher Fauna fand. Wieder aus anderen Gründen stellt neuerdings auch Schindewolf (1923a, S. 251) die *Pericyclus*-Stufe und die Erdbacher Fauna in das mittlere Untercarbon, und so liegt hier wohl keine strittige Frage mehr vor. Es fragt sich nur, ob die von Holzapfel (1889) und Haug (1898) angenommene Altersgleichheit der Erdbacher Goniatitenfauna mit der von Tournai, also Basis des mittleren Untercarbon, für zutreffend gelten kann. Keine einzige Art ist beiden gemeinsam, dagegen finden sich bei Erdbach die wichtigsten Bestandteile einer anderen belgischen Goniatitenfauna wieder, der von Pauquys, Vève usw. (Waulsortien partim). Nur eine Altersgleichheit dieser Art läßt sich mit der Stammesgeschichte der Goniatiten in Einklang bringen. Zwischen die so erhaltenen Zonen ist die reiche irische *Pericyclus*-Fauna einzuschieben.

Dupont's assise le von Tournai mit *Per. princeps* und *Muensteroceras complanatum* ist demnach als erste Zone der *Pericyclus*-Stufe (II α) anzusehen. In Deutschland kennen wir aus ihr keine Goniatiten mit Ausnahme eines Exemplars von *Aganides ornatissimus*, das Paeckelmann in der untersten Schicht der Tournai-Stufe von Kirchenfeld bei Dornap gesammelt hat. In den Phosphoritknollen der »liegenden Alaunschiefer« Westfalens fanden sich unbestimmbare Goniatitenreste, vielleicht ist also noch eine Fauna vorhanden, die ungefähr hier einzureihen wäre.

Zone II β mit *Pericyclus plicatilis* und *Muensteroceras corpulentum* enthält die reichen Goniatitenfaunen des »Lower Limestone« Irlands. Ein deutsches Vorkommen dürfte sich auch dieser Zone zurechnen lassen, nämlich das von Zadelsdorf bei Zeulenroda in Ostthüringen. O. H. Schindewolf hat darüber 1922 eine vorläufige Mitteilung veröffentlicht. In den meisten Fällen ist auf Grund eines mangelhaft erhaltenen Stückes eine neue Art aufgestellt worden, deren nähere Begründung für später in Aussicht gestellt wird. Deshalb beschränke ich mich auch im speziellen Teil auf eine kurze Begründung meiner folgendermaßen lautenden Bestimmungen:

Schindewolf 1922	Neubestimmung
Imitoceras apertum Schdw.	*Muensteroceras* cf. *corpulentum* Cr.
Glyphioceras euryomphalum Schdw.	desgl., Jugendform
» *angustilobatum* Schdw.	*Muensteroceras ovatum* Sow.
Prolecanites quadratus Schdw.	*Protocanites quadratus* Schdw.
Acrocanites multilobatus Schdw.	*Acrocanites multilobatus* Schdw.
Pericyclus dilatatus Schdw.	*Pericyclus plicatilis* Kon. (Jugendform)
» *perisphinctoides* Schdw.	desgl. (Alterswindung)

Die letzte Art liegt nicht aus den Zadelsdorfer Kieselphosphoritknollen vor, sondern in einem Stück Sandstein, dessen genaue Herkunft nicht bekannt ist. Trotzdem glaubt Schindewolf dieses eine Stück zur Aufstellung einer neuen Zone verwenden zu können, weil es eine hochentwickelte Skulptur besitzt und weil für jene Gegend eine Schichtenfolge: Phosphoritknollenschiefer-Kohlenkalk-Sandsteinführender Tonschiefer angenommen wird. Nun hat aber schon Lehder

(1906, S. 73, 100) die Meinung ausgesprochen, daß es sich bei den fossilführenden Zadelsdorfer Knollen, die er Kieselphosphoritknollen nennt, um ganz etwas anderes handelt als die Phosphoritknollen des Rußschieferhorizontes. Ein kleiner Schurf, den ich im Hohlweg nordöstlich Zadelsdorf ausführte, zeigte: Oberdevonkalk → 0,15 m Schiefer mit kleinen Phosphoritknollen (Rußschieferhorizont) → 0,70 m Schiefer mit Rückständen ausgelaugter Kalkbänke (Kohlenkalk Liebe's) → 10 m Schiefer mit Geoden (Kieselphosphoritknollen Lehder's), darin auch Sandsteinlinsen; weiter oben im Profil sind die kieseligen Einlagerungen noch flacher und weniger scharf begrenzt. Die genaue Lage der fossilführenden Geoden wird sich wohl nicht mehr feststellen lassen; die Funde sind anscheinend unter der Masse der früher auf den Feldern liegenden Geoden gemacht worden, welche jetzt abgeräumt und zur Beschotterung der Wege verwendet worden sind.

Bedeutend besser steht es mit IIγ, der Zone des *Pericyclus Kochi* und *Muensteroceras inconstans*. Sie hat sich neuerdings an mehreren Stellen am Nordrand des rheinischen Gebirges nachweisen lassen und besitzt vor allem einige reiche Goniatitenfundpunkte in der Gegend von Erdbach und Breitscheid bei Herborn. Die von Holzapfel 1889 gegebene Liste ist heute etwa folgendermaßen zu ändern:

Holzapfel 1889	Neubestimmung
Brancoceras ornatissimum Kon.	*Aganides ornatissimus* Kon.
Prolecanites Henslowi Sow.	*Merocanites applanatus* Frech
» *ceratitoides* v. B.	» »
Glyphioceras truncatum Phill.	*Muensteroceras inconstans* Kon.
» *Roemeri* Holz.	» *sphaeroidale* M'Coy
» *mutabile* Phill.	
» *Barroisi* Holz.	» *Barroisi* Holz.
Pericyclus virgatus Kon.	*Pericyclus Kayseri* n. nom.
» *Kochi* Holz.	» *Kochi* Holz.
» *Hauchecornei* Holz.	» *Hauchecornei* Holz.
» *subglabrum* Holz.	» *subglabrum* Holz.
» *furcatus* M'Coy	» *fasciculatus* M'Coy
Nomismoceras spiritissimum Holz.	*Nomismoceras spiratissimum* Holz.
Dimorphoceras Gilbertsoni Phill.	*Dimorphoceras ? Brancoi* Holz.
» *Brancoi* Holz.	» *Brancoi* Holz.

Die gleiche Zone wurde bei Warstein festgestellt, wo sich außer einer reichen Begleitfauna *Merocanites applanatus, Pericyclus Kochi* und *fasciculatus* fanden, die letzten allerdings nur in Bruchstücken. In ähnlicher Ausbildung, nur fossilärmer, ist sie noch bei Balve sowie bei Barmen und Elberfeld vorhanden, wo sie nach Paeckelmann (1922, S. 289) ein hohes Niveau innerhalb der Tournai-Stufe einnimmt.

Im Velberter Sattel ist die Stufe II völlig in der Kohlenkalk-Brachipodenfacies entwickelt, aber nur wenig nördlich davon stellt sich wieder ein kalkfreies Culm-Profil ein, wie es etwa bei Warstein entwickelt ist. Diese von Bärtling (1909) an den ehemaligen Aufschlüssen der Grube Neudiepenbrock III in Selbeck bei Mülheim a. d. Ruhr gemachte Feststellung hat sich durch die Bestimmung der

in der Bochumer Bergschule aufbewahrten Goniatiten als *Merocanites applanatus* bestätigt. Nur müssen die Angaben insofern präzisiert werden, als wir über die dortige Ausbildung der Etroeungt- und tieferen Tournai-Stufe nichts wissen.

Auch inmitten der Kohlenkalkgebiete Belgiens haben sich in der obersten Tournai-Stufe Goniatiten gefunden. Die dortigen Kalke und die von Erdbach-Breitscheid haben nach Holzapfel und Haug (1898) zwei Arten gemeinsam, *Pericyclus Kochi* und »*virgatus*«, und es ist zu verwundern, daß beide Forscher daraus keine stratigraphischen Schlußfolgerungen gezogen haben. Bei näherer Betrachtung erweist sich zwar die Erdbacher »*virgatus*«-Form als verschieden von der belgischen, die sich im übrigen noch nicht genügend definieren ließ. Dafür aber ließ sich in *Muensteroceras inconstans* ein anderes, wichtigeres Bindeglied feststellen, das zugleich als Vorläufer des in III α liegenden *Muenst. truncatum* gelten kann.

Ein kleiner Teil der sudetischen Culm-Bildungen ist vielleicht noch hierher zu rechnen. Es lassen sich dort unterscheiden:

5. Oberer Kohlenkalk mit *Nomismoceras germanicum* und *Glyphioceras crenistria*	Rotwaltersdorf
4. Oberer Kohlenkalk mit *Nomismoceras Frechi, Homoceras discus, Prolecanites serpentinus* und *Glyphioceras crenistria*	Hausdorf
3. Oberer Kohlenkalk mit *Nomismoceras Frechi*	Falkenberg, Steinkunzendorf, Vogelkippe
2. Unterer Kohlenkalk mit *Productus sublaevis* (ohne Goniatiten)	Silberberg
1. Gabbrokonglomerat, darin *Nomismoceras Frechi*	Weitengrund.

Davon sind 4 und 5 sicher, 3 wahrscheinlich schon Stufe III, 1 und 2 können oberstes Tournai sein.

Stufe III, *Glyphioceras*-Stufe (Wedekind 1914) oder junges Untercarbon, hat bei weitem das meiste Material geliefert. Die bekannte Muschel *Posidonia Becheri* ist in allen ihren Zonen vorhanden und stellenweise häufig. Als Bewohnerin stillen Wassers ist sie an die Cephalopodenfacies gebunden und gibt den Culmkalken und den Schiefern dieser Stufe (Posidonienschiefer) faunistisch das Gepräge.

Die starke Spezialfaltung der meisten Posidonienschiefer-Profile ließ lange Zeit hindurch eine Zonengliederung nicht zu. In den Culmkalken zwischen Hagen und Arnsberg hat Nebe (1911) zwei Goniatitenhorizonte unterschieden[1]). Die sehr gründlichen Arbeiten Wei-

[1]) Die Arten *crenistria* und *striatum* sind wohl im Grunde richtig unterschieden, wenn auch Taf. 15, Fig. 6, sich als *crenistria* var. *praestriata* erweist. Taf. 15, Fig. 5, »*sphaericum*« ist ein *crenistria* var. *globoides*; Taf. 16, Fig. 1—3, ist wohl *spirale*, stammt

GELT's im Oberharz haben zugunsten rein örtlicher Verhältnisse die Goniatiten vernachlässigt und etwas Allgemeingültiges deshalb nicht geschaffen. Dagegen brachte die Dissertation von K. Brüning (1923) eine Gliederung der westfälischen Culm-Plattenkalke in die Zonen des *Glyphioceras sphaericum, striatum, poststriatum* und *schaelkense* und damit im wesentlichen die Lösung des Problems. Zwar vermag ich die Selbständigkeit seiner vierten Zone nicht anzuerkennen und noch weniger seine Vorstellungen über den Rahmen, in den diese Zonen einzufügen wären — er glaubt, veranlaßt wohl durch englische Literatur, nach oben wie nach unten mehrere unbekannte Zonen anschließen zu sollen. Aber seine erstgenannten drei Zonen bleiben um so wichtiger, als ich ohne Kenntnis dieser Einteilung auf ganz anderem Wege zu dem gleichen Ergebnis gekommen bin: Brüning benutzte Querschnitt, Lobenlinie und Anwachsstreifen als Unterscheidungsmittel, ich die Zahl der Spirallinien; das eine Mittel versagt gewöhnlich bei Schiefererhaltung, das andere bei den glatten Varietäten, und so können sich beide recht glücklich ergänzen. Brüning's Bestimmungen sind unten unter *Glyphioceras* und *Homoceras* wiedergegeben; andere Gattungen wurden von ihm nicht behandelt.

Die auf den geologischen Blättern Hohenlimburg und Iserlohn eingeführte petrographische Gliederung des Culm in die Horizonte der liegenden Alaunschiefer, der vorwiegenden Lydite, Kieselkalke, Plattenkalke und Tonschiefer ließ sich natürlich mit einer paläontologischen Gliederung nicht ohne weiteres in Einklang bringen, weil die Fossilfunde doch immer noch zu vereinzelt sind. Erst ganz neuerdings bei der Aufnahme des Blattes Neheim hat Herr Wunstorf eine Reihe neuer Fundpunkte entdeckt, die im Einklang mit den bisherigen Beobachtungen die Zonen III α, β und γ in den Culm-Plattenkalken nachgewiesen haben. Ich habe diese Fundpunkte besucht und konnte neue namentlich im Bereich der hangenden Culmtonschiefer hinzufügen. Aus dem Horizont der Kieselkalke liegt von Niederhemer bei Iserlohn *Glyphioceras crenistria* vor, die Altersstellung der Lydite und der liegenden Alaunschiefer ist noch dunkel. Weiter östlich und westlich sind im allgemeinen die Plattenkalke durch Tonschiefer ersetzt; welcher Zone etwa noch auftretende Plattenkalke angehören, ist nicht von vornherein zu sagen. Für die Gegend zwischen Iserlohn und Neheim lassen sich die Fundpunkte jedenfalls schon in ein Sammelprofil ordnen, das ungefähr dem Profil des Hönnetals entsprechen soll; in den wirklichen Aufschlüssen des Hönnetals können aber keineswegs alle diese Fundschichten erwartet werden, deren streichende Erstreckung vielmehr selten mehr als einige hundert Meter zu erreichen scheint. Es enthalten die Horizonte der geologischen Karte:

---

aber nicht aus dem »grauen Kalk«, sondern aus III*α*. Fig. 4–5, »*discus*«, ist wohl *Homoceras coronula*, Fig. 7, »*diadema*«, ist wohl *Homoceras meslerianum*. Fig. 8, »aff. *reticulatum*«, ist wohl *Homoceras Burhennei*, Fig. 9, »aff. *reticulatum*« ist *Nomismoceras Grimmeri*. Fig. 10, »*Dimorphoceras atratum*«, dürfte ein *Anthracoceras atratum* sein und stammt nach den übrigen Resten des Gesteinsstückes aus III*γ* (? Estinghausen).

stu_1	über q: *Eumorphoceras reticulatum*	*Eumorph.*-Stufe	(Hagen, Neheim)
	in q: » *inconstans*		(Gerlingser Forsthaus)
	unter q: » *bisulcatum*		(Rosenhof, Böingsen)
cut	*Homoceras beyrichianum*	*Glyphioceras*-Stufe	(Henkhausen, Herdringen)
cup	*Glyphioceras granosum*		(» , Estinghausen, Herdringen)
	» *striatum*		(Öse, Buchberg, Deinstrop)
	» *crenistria*		(Niederhemer, Asbeck)
cu×	» »		(» , Östrich)

cuλ . . . . hier keine Goniatiten
cuχ . . . . bisher nur unbestimmbare Reste von Goniatiten
Oberstes »tow«
= Hangenberg-Schichten: *Protocanites Lyoni* (Hönnetal).

IIIα, die Zone des *Glyphioceras crenistria*, bietet innerhalb ihrer Stufe wieder das Maximum der Verbreitung und Häufigkeit der Goniatiten; die Zahl der Arten ist aber nicht größer als sonst:

Prolecanites serpentinus Phill.
Pronorites cyclolobus Phill.
Muensteroceras truncatum Phill.
Nomismoceras germanicum n. sp.
Nomismoceras Frechi n. sp.
Glyphioceras crenistria Phill.
» *spirale* Phill.
Homoceras discus Roem.

Muensteroceras truncatum vermittelt den Zusammenhang zum Liegenden, *Homoceras discus* eröffnet die für Stufe III so bezeichnende Reihe der Homoceraten, vor allem aber ist *Glyphioceras crenistria* als Leitfossil bekannt. Es ist nicht richtig, wenn die kugeligen Varietäten dieser Art als *Gl. sphaericum* bestimmt werden, wie auch ich es noch 1923 tat, denn nach der genauen Beschreibung bei Crick und Foord gehört das echte *sphaericum* Mart. in die Variationsbreite von *striatum* Sow., also in die folgende Zone.

Genau betrachtet, bedeutet natürlich Auftreten und Verschwinden einer jeden Art ein Zeitmoment für sich. *Nomismoceras Frechi* z. B. reicht anscheinend nur in den tieferen Teil von IIIα hinein und wird dann von *N. germanicum* abgelöst, das seinerseits etwas in IIIβ hinaufgeht (Aprath). Spätere Arbeiten werden es vielleicht ermöglichen, auch im Culm die Veränderungsmomente verschiedener Stammreihen festzulegen und mit Hilfe von »Subzonen« (Salfeld) eine noch genauere Zeiteinteilung zu erreichen.

In der belgisch-niederrheinischen Entwicklung, bei Aachen und Velbert, ist die Zone IIIα innerhalb der Brachiopoden-, Crinoiden- und Korallenkalke zu suchen; Goniatiten lagen von dort nicht vor. Der Unterschied gegen die Culm-Plattenkalke des westsauerländischen Gebietes ist in IIIα gering; wesentlich anders sind nur die Schichten des Liegenden außerhalb des Kohlenkalkgebietes, der Horizont der Kieselkalke, in denen sich bei Niederhemer auch *Gl. crenistria* und am Gehöft Baumberg bei Östrich *Gl. cren.* var. *globostriata* gefunden hat. Bei Niederhemer kommen an der Basis der Plattenkalke kleine verkieste Exemplare von *Glyphioceras crenistria* und *Muensteroceras truncatum* vor und etwas höher eine $^1/_2$ m starke Bank eines sehr harten schwarzen Kalkes, der von großen und kleinen Exemplaren von *crenistria* erfüllt ist. Dieselbe oder eine ähnliche Bank findet sich bei Gerlingsen und östlich des Hönnetals zwischen Retringen und

Deinstrop. Eine reichere, wenn auch weniger gut erhaltene Fauna bieten die Schiefer, welche beispielsweise im Gerlingser Steinbruch zwischen den Plattenkalken auftreten.

In der ostsauerländischen Facies, der die Plattenkalke fehlen, liegt die Zone III α an der Basis der Posidonenschiefer. Paläontologisch kennzeichnet sie sich hier durch die Häufigkeit des in den Kalken völlig fehlenden *Nomismoceras germanicum*. Diese Entwicklung grenzt an die vorher besprochenen nordwestlich von Velbert und südöstlich von Balve. Sie erstreckt sich bis Marsberg und Herborn, durch den Harz und die Sudeten bis in die Dachschiefer von Meltsch bei Troppau; daß es sich auch bei den anderslautenden Bestimmungen Stürs nur um die aus Westdeutschland bekannten Formen handelt, lehrte eine Vergleichung des Materials in der Geol. Bundesanstalt Wien.

Wo im Culm einzelne Kalkvorkommen mit Goniatiten gefunden wurden, gehören sie meist hierher, so der »obere Kohlenkalk« von Neurode, der »Culmkalk« vom Iberg bei Grund und wahrscheinlich auch der »Kohlenkalk« von Trogenau bei Hof[1]).

Allem Anschein nach ist mehr im Inneren der varistischen Bögen noch ein viertes Faciesgebiet zu unterscheiden, in dem Grauwacken oder Schiefer mit großen Mächtigkeiten unmittelbar über Kieselschiefern liegen. In einer Grauwacke aus der Gegend von Biedenkopf zeigte mir Herr Schmierer *Glyphioceras crenistria* und *Nomismoceras germanicum;* in solchen Gesteinen sind Goniatiten natürlich eine Seltenheit.

III β, die Zone des *Glyphioceras striatum* und des *Homoceras Burhennei*, findet sich fossilführend nicht mehr innerhalb der varistischen Ketten, sondern nur noch am Nordrand des Gebirges, bei Elberfeld (Aprath), dann im Gebiet Iserlohn—Arnsberg—Warstein—Marsberg und im nordwestlichen Teil des Harzes. Zwischen Iserlohn und Arnsberg, genauer von Öse bis Herdringen, enthalten die Plattenkalke in dieser Zone (eine oder mehrere?) sehr fossilreiche Lagen. Im Oberharz gehören hierher die mittleren und unteren Lautenthaler Schichten und wahrscheinlich auch die Riesbergschichten Weigelt's.

Die Fauna besteht aus:

Prolecanites perfectus n. sp.
Pronorites cyclolobus Phill.
Glyphioceras striatum striatum Sow.
» » *sphaericum* Mart.
» » *ovale* Brg.
Glyphioceras striatum falcatum Roem.
Homoceras Burhennei Brg.
» *brüningianum* n. sp.
Anthracoceras atratum Beyr.

Die Verteilung auf die Fundorte ist insofern etwas ungleichmäßig, als der *Prolecanites* nur bei Aprath festgestellt wurde, *Glyphioceras striatum falcatum* nur im östlichen Sauerland und im Harz. Die Fundpunkte in den Culm-Plattenkalken: Öse, Buchberg bei Hüingsen, Deinstrop, nördlich Hoevel und Herdringen, erhalten ein einheitliches Gepräge durch *Glyphioceras striatum ovale* und die beiden *Homoceras*-Arten.

[1]) fide Gümbel! das Belegmaterial war nicht mehr zugänglich.

Brüning glaubte namentlich bei Öse eine Mischzone mit *Glyphioceras crenistria* und *striatum* gefunden zu haben. Auch ich fand dort in einer Schieferbank Glyphioceraten, unter denen zunächst beide Arten nebeneinander vorzukommen schienen. Taf. 23, Fig. 13 zeigt eines dieser »*striatum*«-Exemplare; sucht man mit Hilfe der Anwachsstreifen die Mitte der Außenseite und zählt von hier bis zur Nabelkante die Spirallinien, beachtet man ferner die fast geradlinien Einschnürungen und den Umstand, daß das Stück wie stets nur die kugeligen Formen nicht in der Sagittalebene flachgedrückt ist, so kann man selbst einen solchen Rest zuverlässig bestimmen: es handelt sich nicht um *striatum*, sondern um *crenistria* var. *globostriata*.

In einem Profil am Osterhof bei Brilon liegt unten *striatum striatum*, darüber *striatum falcatum*, dann folgt mit scharfer Grenze die nächste Zone mit *Gl. granosum*.

III γ, die Zone des *Glyphioceras granosum* und des *Homoceras coronula*, ist auch im ausgesprochenen Kohlenkalkgebiet des Velberter Sattels in culmischer Facies entwickelt: bei Windrath unweit Neviges fanden Paeckelmann und ich das Zonenfossil unmittelbar im Hangenden des Kohlenkalkes[1]). In den Culm-Plattenkalken des westlichen Sauerlandes dagegen ist III γ noch mit vertreten. Genau wie in III β fehlen jegliche Anzeichen dieser Zone im Inneren der varistischen Ketten, also in der Lahn- und Dillmulde, im Unterharz, in Thüringen und Schlesien. Hier ist die Zone anscheinend durch Grauwacken vertreten; an der Edertalsperre (gegenüber Schloß Waldeck) liegt das Zonenfossil schon zwischen Grauwacken, während es nordwestlich von Corbach nur von Schiefern eingeschlossen wird. In der ostsauerländischen Posidonenschiefer-Facies ließ sie sich nachweisen bei Warstein, an verschiedenen Stellen zwischen Brilon und Marsberg, im Oberharz und bei Magdeburg (Wolterstorff 1899).

Die Goniatiten dieser Zone sind:

Prolecanites quinquelobus Kittl	*Glyphioceras subcircularis caneyanum* Girty
Glyphioceras granosum poststriatum Brg.	» » *Newsomi* Sm.
» » *spiraloides* n. subsp.	*Homoceras coronula* Roem.
» » *cuboides* Brg.	» *meslerianum* Girty
» » *umbilicus* Roem.	*Anthracoceras atratum* Beyr.
» *subcircularis subcircularis* Mill.	*Dimorphoceras denticulatum* n. sp.

Untereinander sind die verschiedenen Vorkommen dieser Zone noch weniger einheitlich als die der vorigen. Schon *Gl. granosum* und *subcircularis* kommen selten zusammen vor. Brüning hat denn auch (1923) statt einer zwei Zonen unterschieden, die des *Gl. poststriatum* und die des *Gl. »schaelkense«* (= *umbilicus*). Als Typus der letzten »Zone« kann das Vorkommen vom oberen Hasselbachtal bei Letmathe gelten, das ich zwar im Gelände nicht wiederfinden konnte, von dem mir aber ein reiches von Denckmann gesammeltes Material vorlag. Das hier sehr häufige *Gl. umbilicus* zeigt an wenigen besonders gut erhaltenen Stücken noch etwa 36 Spirallinien zählbar und erweist sich

[1]) Noch als *Gl. »spirale«* genannt in Kayser's Lehrbuch (6. u. 7. Aufl., Stuttgart 1923, S. 283).

dadurch wie durch den Verlauf der Anwachsstreifen als Unterart von *granosum*. *Homoceras coronula* ist in mittleren und großen Exemplaren ziemlich häufig, *meslerianum* seltener. Eine in Göttingen aufbewahrte Fauna vom Südostfuß des Enkebergs bei Brilon und die von Wolterstorff 1899 beschriebene Fauna von Magdeburg-Neustadt zeigen die gleichen Verhältnisse, nur daß *Hom. meslerianum* ganz fehlt.

Zwischen Herdringen (Mtbl. Neheim) und Estinghausen (Mtbl. Balve) finden sich in den Plattenkalken der Zone IIIγ auf einer Strecke von nur 5 km vier verschiedene Faunen. Aus den Herdringer Brüchen lagen mir *Gl. granosum poststriatum* und *granosum spiraloides* sowie *Hom. meslerianum* vor. Am Waldrand östlich Kloster Ölinghausen sammelte ich *Gl. granosum poststriatum, Gl. subcircularis* und *Dimorphoceras denticulatum*, die dort alle nicht selten sind; nordwestlich Estinghausen, auf halber Höhe, fand ich *Gl. granosum umbilicus, granosum poststriatum* und *subcircularis caneyanum;* der kleine Steinbruch bei Estinghausen selbst lieferte mir in Mengen *Hom. meslerianum* und *Gl. subcircularis Newsomi*, als Seltenheit daneben *Gl. granosum umbilicus*.

IIIδ, die Zone des *Glyphioceras leodicense* und des *Homoceras beyrichianum*, scheint auch in den Plattenkalken nirgends mehr vertreten zu sein. In schiefriger Ausbildung reicht sie von Chokier her über Aachen, Mülheim (Ruhr), Elberfeld und Iserlohn bis in die Gegend von Arnsberg; zwischen Grauwacken konnte ich sie feststellen bei Warstein und bei Grund im Harz. Die merklich verarmte Fauna besteht aus:

Glyphioceras leodicense n. sp. *Anthracoceras atratum* Beyr.
Homoceras beyrichianum Kon.

Im einzelnen handelt es sich bei Aachen nach Semper's Angaben (1909, S. 256) und bei Mülheim um *Gl. leodicense;* am Gehöft Hagen zwischen Elberfeld und Neviges um *Hom. beyrichianum;* im Üllendahl bei Elberfeld um *Hom. beyrichianum, Gl. leodicense* und *Anthracoceras atratum*. Nördlich von Henkhausen bei Hohenlimburg fand ich *Gl. leodicense* und bei Herdringen, ebenfalls in den obersten Culmtonschiefern, dicht unter den ersten Sandsteinen, *Gl. leodicense* und *Hom. beyrichianum*. Bei Warstein (H. Schmidt 1921, S. 302) handelt es sich um *Hom. beyrichianum* und von Grund lag mir ein Stück mit zwei schlecht erhaltenen Exemplaren von *Gl.* cf. *leodicense* vor (Taf. 24, Fig. 9).

Das Obercarbon umfaßt die Stufen IV—VI der hier verwendeten Zählung. IV, ungefähr der Waldenburger Stufe entsprechend, umfaßt das Flözleere und die tiefste Magerkohle Westfalens. Wedekind's Name »*Girtyoceras*-Stufe« muß durch *Eumorphoceras*-Stufe ersetzt werden.

Als IVα möge die Zone des *Eumorphoceras inconstans* gelten. Nach der Aufstellung S. 497 wäre es wohl möglich, in der Nachbarschaft des Hönnetals eine noch tiefere Zone mit *Eum. bisulcatum* auszuscheiden. Diese Art gehört jedoch nicht zu der Stamm-

linie, aus der die Zonenfossilien für IV α—δ genommen sind; und wenngleich es in England nach Bisat sogar durch mehrere Goniatitenfaunen von *inconstans* getrennt ist, bleibt die Möglichkeit, daß die Lebenszeiten beider Arten sich überschneiden. Daß *Eum. bisulcatum* schon im Untercarbon vorhanden sein könnte, braucht nicht angenommen zu werden, weil Bisat's *Homoceras diadema* und *striolatum* nicht identisch sind mit den ähnlichen Arten der Chokierfauna, *Hom. beyrichianum* und *Glyphioceras leodicense*. Der Hauptfundpunkt, den ich in der Ziegelei Rosenhof bei Niederhemer entdeckte, gehört auch nach den Grundsätzen der Geol. Landesaufnahme zum Obercarbon (ein Graptolithenschiefer ähnliches Gestein an der Basis der sandigen Schiefer des Flözleeren, oberhalb einer dicken Sandsteinbank; auf dem geol. Blatt Menden allerdings noch als »cut« kartiert). Bei Böingsen östlich des Hönnetals, wo Herr Wunstorf einige Exemplare sammelte, liegen sie im Hangenden der Culmtonschiefer, ohne von diesen durch Sandsteine getrennt zu sein.

Eumorphoceras inconstans selbst lag in reichem, von Herrn Hencke beim Gerlingser Forsthaus nordwestlich Iserlohn gesammeltem Material vor, zusammen mit *Eumorphoceras subreticulatum* und *Anthracoceras atratum*. Die Wiederauffindung dieser Bank in dem wenig aufgeschlossenen Wasserriß glückte mir nicht.

Eine dritte Fauna, die offenbar wiederum der gleichen Zone zuzurechnen ist, entdeckte Herr Wunstorf im Wilhelmine-Horizont der Aachener Gegend. Eine Schieferbank bei Büsbach führt häufig *Eumorphoceras ornatum* und *Homoceras?* cf. *Smithi*, daneben kommt *Anthracoceras atratum* und *? Eumorphoceras subreticulatum* vor.

Während man von Büsbach nur sagen kann, daß es zwischen *leodicense-* und *bilingue*-Zone gehört, kann man Gerlingsen genauer bestimmen. Der Fundpunkt liegt nämlich in den Quarziten des Horizonts stu_1, die Schiefer über den Quarziten gehören aber schon in die folgende Zone.

IV β, die Zone des *Eumorphoceras reticulatum*, läßt sich in diesem Niveau innerhalb der guten und von Spezialfaltung anscheinend freien Aufschlüsse bei Gevelsberg feststellen. Das Zonenfossil ist dort sehr häufig und bis in die Anfangskammern vorzüglich erhalten. Neben ihm kommt nur *Anthracoceras* cf. *arcuatilobum* Ldw. vor. Gleichartige Knollen aus der Hasper Ziegelei, die in der Sammlung der Geol. Landesanstalt aufgehoben werden, entstammen nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Bärtling den tiefsten Schichten dieses großen Aufschlusses; starke Faltungen und Verwerfungen machen es leider unmöglich, den Zusammenhang mit der noch jetzt dort aufgeschossenen folgenden Zone zu fixieren. Ähnliche, nur unfrischere Knollen wurden beim Bau des Schwenke-Tunnels in der Stadt Hagen durch A. Fuchs gesammelt. Schließlich liegt noch ein mit *Eum. reticulatum* erfülltes Gesteinsstück von Himmelpforten bei Neheim vor.

IV γ, die Zone des *Eumorphoceras bilingue*, ist noch bedeutend reichlicher unter dem Material der Landesanstalt von der

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Hasper Ziegelei vertreten. Die Hauptmasse dieses Aufschlusses gehört auch bereits dem Horizont »$stu_1\alpha$« an. Im oberen Abbau fand ich zwischen Sandsteinen einen etwa 2 m mächtigen Schieferkomplex mit Toneisensteinknollen, aus denen die guterhaltenen Goniatiten stammen mögen. Zufällig war bei meinem Besuch keine goniatitenführende Knolle vorhanden, ich konnte jedoch eine durchgehende Schieferlage feststellen, die das Zonenfossil ebenfalls in Massen enthält. — Weitere Fundpunkte sind die Ziegelei Voßacker bei Fröndenberg, Rottberg bei Velbert und Stolberg bei Aachen; von hier muß schon Holzapfel *Eum. bilingue* gekannt haben; neuerdings sammelte es Wunstorf dort in der gleichen Schiefer-Erhaltung, die es bei Haspe hat. Als Begleitformen kommen wiederum nur kleine Anthracoceraten vor.

Zwischen diese Zone und das wieder sehr gut bekannte Vα gehören noch erhebliche Teile des Flözleeren und die unterste Magerkohle bis zum Hauptflöz. Bis vor kurzem lag nur ein Goniatit vor aus einer alten Aufsammlung, bezeichnet »unter dem Hauptflöz, Zeche Margaretha«; C. Schmidt hat das Stück abgebildet und beschrieben. Ein reichliches Material derselben Art fand neuerdings Herr Wunstorf bei den Mintarder Höfen unweit Kettwig, nahe der Obergrenze des Flözleeren in der tiefsten Magerkohle. Dieselbe Form wurde neuerdings in England als *Eumorphoceras superbilingue* Bisat beschrieben und kennzeichnet auch dort die letzte Zone vor der *Gastrioceras*-Stufe, nach unserer Zählung also IVδ. Ein Querschnitt eines breitmündigen, weitgenabelten Goniatiten vom Flöz Wasserbank im Essener Museum läßt sich ebenfalls nicht auf bekannte ältere oder jüngere Arten beziehen.

An einer Stelle soll *Eum. superbilingue* allerdings auch über dem Hauptflöz vorkommen, auf der Zeche Unna bei Unna. Indessen fehlt auf den Platten, die mir vorlagen, jegliche Andeutung der sonst überall und selbst in nächster Nachbarschaft (Zeche Königsborn) noch so leicht kenntlichen Hauptflöz-Fauna, so daß die Stücke, die ihrerseits von *Eum. superbilingue* wimmeln, zu jener bekannten marinen Schicht nicht gehören können. Die gestörten Lagerungsverhältnisse jenes Aufschlusses, über die mich Herr Wisselmann mit einem Profil unterrichtete, erlauben es m. E. sehr wohl, anzunehmen, daß es sich um einen Horizont unter dem Hauptflöz handelt.

Die drei untersten Zonen der *Gastrioceras*-Stufe sind kürzlich erst von C. Schmidt (1924) aufgestellt und begründet worden.

Vα, die Zone des *Gastrioceras rurae* (»*circumplicatile*« bei C. Schmidt) enthält außer dem Zonenfossil das von *G. Listeri* zu trennende *G. Martini* und *Eumorphoceras carinatum*. Diese drei Arten haben bei recht verschiedener Gestalt das gemeinsame Merkmal einer außen nicht abgeschwächten Spiralskulptur (*G. cancellatum* Bisat). Vα umfaßt die marinen Horizonte über Hauptflöz und über Schieferbank. Von *Anthracoceras* findet sich das typische *arcuatilobum* Ldw. *Dimorphoceras* ist anscheinend auch ziemlich verbreitet, aber nur in einem Falle war die Lobenlinie einigermaßen zu erkennen.

Vβ, die Zone des *Gastrioceras subcrenatum*, enthält neben dem Zonenfossil *G. Listeri*, aber kein *Eumorphoceras* mehr. Beiden Arten fehlt die Spiralskulptur, wenigstens an der Außenseite (*G. cumbriense* Bisat). Durch die Trennung von *Listeri* und *Martini* wird Schmidt's Zonengliederung noch stärker begründet als bisher, die zunächst wohl deshalb etwas befremden mochte, weil den einzelnen Zonen nur kleine Profilabschnitte innerhalb der Magerkohlengruppe entsprechen. In Vβ gehören die marinen Horizonte über Flöz Sarnsbank II und unter Mausegatt.

Vγ, die Zone des *Gastrioceras circumnodosum* (»*Kahrsi*« bei C. Schmidt), ist auf den marinen Horizont über Flöz Finefrau Nebenbank gegründet. Die zweite, enggenabelte Art dieser Zone bestimme ich als *Gastr. macrocephalum* Fr. Dadurch bekommt die von C. Schmidt ausgesprochene Gleichstellung mit der oberschlesischen Sattelflözgruppe, genauer dem marinen Horizont unter dem Pochhammerflöz (Roemer-Horizont), ihre Bestätigung. In dieser Beziehung ist es wichtig, die Feststellung nachzuholen, daß sich alle Angaben von *Listeri, subcrenatum* und anderen *Gastrioceraten* in Oberschlesien nur auf Literaturangaben beziehen, die sich ihrerseits nur auf falsche Bestimmungen des einen *Gastr. circumnodosum* gründen; ältere Zonen als Vγ sind somit aus Oberschlesien nicht belegt. *Anthracoceras discus* Fr., das dort noch häufig ist — in Westfalen fehlt es — wird zwar von Klebelsberg auch aus den Ostrauer Schichten angegeben, aber das kommt ganz außer Betracht für die Frage, ob in Oberschlesien ältere Zonen in mariner Facies vorhanden sind.

Richtigzustellen sind Semper's Tabellen (1909, S. 232), nach denen die Parallelisierung von Oberschlesien einerseits, Westfalen und Aachen andererseits »nach der Fauna« anders ausfallen müßte als »nach der Flora«; nach den Goniatiten ist die Sattelflözgruppe nicht jünger als die gesamte Magerkohle. Wenn andrerseits von Gothan[1]) zwar nicht die Sattelflözgruppe, aber das Pochhammerflöz mit ihrem untersten Teil unter die ganze Magerkohle gestellt wird, scheint mir das nach der anderen Seite übertrieben, und ich glaube nicht, daß den floristischen Indizien mehr Gewicht beizulegen ist als den Goniatiten.

Das Aachener Revier, in dem seit IVγ die Überlieferungen fehlten, enthält *Gastr. circumnodosum, Gastr. macrocephalum* und *? Anthracoceras discus* in den marinen Schichten der Grube Karl Friedrich.

Vδ führt, allerdings nur aus einem Fund von der Zeche Waltrop bekannt, mit *G. catharinae* das letzte deutsche *Gastrioceras*. Die Fettkohlengruppe hat keine Goniatiten geliefert; hier handelt es sich um den bekannten, durch ganz Westfalen und bis Aachen verbreiteten marinen Horizont über Flöz Catharina, also an der Basis der Gaskohle. In diesem findet sich allenthalben in Massen *Anthracoceras Vanderbeckei* Ldw.

---

[1]) Potonié-Gothan, Lehrbuch der Paläobotanik, Berlin 1921, S. 84.

Vε läßt sich nur noch auf *Anthracoceras aegiranum* gründen, das in dem neuen marinen Horizont der Gasflammkohle häufig ist (Flöz Aegir, Zeche Baldur bei Dorsten). Diese Art unterscheidet sich beträchtlich von *A. Vanderbeckei* und allen älteren Arten.

Die Ottweiler Stufe wird sich vermutlich im einzelnen ebensowenig mit der *Schistoceras*-Stufe decken, wie das mit Waldenburger und Saarbrücker Stufe einerseits, *Eumorphoceras*- und *Gastrioceras*-Stufe andrerseits der Fall ist; mit einer praktisch brauchbaren Annäherung ist aber wohl zu rechnen.

2. Nordwesteuropa

Für die Bestimmung der englisch-belgischen Goniatitenfaunen sind noch immer maßgebend vor allem Phillips, Geology of Yorkshire (1836) und de Koninck, Faune du Calcaire Carbonifère de la Belgique II (1880). Seit den Zeiten de Koninck's hat die Stratigraphie des belgischen Kohlenkalks erhebliche Änderungen erfahren, aber die hier allein wesentliche Tatsache bleibt bestehen, daß eine Goniatitenfauna im untersten Kohlenkalk von Tournai (ass. Ie.), eine andere im obersten von Visé, und einige wenige Arten in einem mittleren Niveau vorkommen.

Die Schichten von Etroeungt enthalten keine Goniatiten. Aus ihren englischen Äquivalenten, den Pilton-Beds, ist von Whidborne (1896) ein Goniatit abgebildet worden, welcher mit dem auch am Niederrhein in die Brachiopodenfacies hineingehenden *Aganides infracarbonicus* identisch zu sein scheint.

Zone IIα, die bisher nur von Tournai bekannt ist, hat dort nach de Koninck 10 Arten von Goniatiten geliefert. Von diesen müssen zwei als Jugendformen anderer Arten ausscheiden, nämlich *Aganides »belvalianus«* und *Muensteroceras »rotella«*. Von vier weiteren sind die Lobenlinien nicht bekannt, es bleiben also als wichtige Arten nur:

Aganides rotatorius Kon. — *Muensteroceras complanatum* Kon.
Protocanites clymeniaeformis Kon. — *Pericyclus princeps* Kon.

IIβ hat im unteren Kohlenkalk Irlands eine reiche Goniatitenfauna geliefert, die von Mac Coy (1844), de Koninck (1881), Crick (1899) und Foord (1903) bearbeitet wurde. Crick und Foord gehen in der Aufteilung der Arten meines Erachtens zu weit; ein so eng gefaßter Artbegriff hat wohl nur dann einen Wert, wenn er zeitliche Verschiedenheiten festzustellen erlaubt. Solche haben sich aber unter den 43 Fundstellen des irischen Lower Limestone, die Foord anführt, bisher nicht gefunden. Eine kritische Sichtung dieser Arten war nötig, wenn überhaupt Vergleiche mit den irischen Vorkommen durchgeführt werden sollten. Das reiche von beiden Forschern mitgeteilte Beobachtungsmaterial hat eine solche sehr erleichtert; von Sammlungsmaterial boten nur Göttingen und München ein weniges. Es handelte sich vor allem darum, die während des Wachstums stattfindenden Formänderungen herauszufinden, die von Crick und Foord gar nicht beachtet worden sind. Während der Text jedesmal nur ein Stadium beschreibt, ließ sich den Abbildungen mancherlei entnehmen,

was die Änderung der Querschnitte, Lobenlinien und Anwachsstreifung betrifft, mitunter auch andere Wahrnehmungen (daß es sich bei *Glyphioceras subquadratum* um ein verdrücktes Exemplar, anscheinend von *Muensteroceras sphaeroidale* handelt und daß die eigenartige Skulptur des *Pericyclus trapezoidalis* Cr. nur Runzelschicht sein dürfte). Besonders die Querschnitte ließen sich unschwer mit Pauspapier sammeln, wobei sich wichtige Zusammenhänge ergaben. Ein Teil der Arten ließ sich einfach als Jugend- und Altersform zusammenstellen. Bei anderen zeigte sich eine gewisse Variabilität darin, daß ein solcher Formwechsel bei verschiedener Schalengröße vor sich geht, von zwei gleichgroßen Individuen also das eine jugendliche, das andere fortgeschrittene Merkmale zeigen kann, ohne daß beide zu verschiedenen Arten gehören müßten. So bleiben für die irische Zone des *Pericyclus plicatilis* etwa folgende Arten übrig:

Aganides ornatissimus Kon.
» *enniskillenensis* Foord
Merocanites compressus Sow.
Muensteroceras corpulentum Crick
» *cordatum* Crick
» *Browni* M'Coy
» *sphaeroidale* M'Coy
» *ovatum* Sow.
Muensteroceras angustilobatum Schdw.
Pericyclus clanensis Cr.
» *plicatilis* Kon.
» *doohylensis* Cr. u. F.
» *funatus* Sow.
» *fasciculatus* M'Coy
» *multicostatus* Foord.

Als nächste Zone folgen die Goniatitenkalke in Dupont's assise IIIe und IVe mit den Fundpunkten Pauquys, Vève, Furfooz, Celles und Anseremme. De Koninck hat daraus (1881, S. 57) richtig ein mittleres Niveau des Kohlenkalks erkannt, gekennzeichnet u. a. durch »*Goniatites*« *inconstans*. Arten dieser kleinen, aber wichtigen Fauna haben sich nur bei Erdbach-Breitscheid wiedergefunden, in England und Irland fehlen sie, wo sich ihre unmittelbaren Vorläufer fanden. Die Änderungen, die an de Koninck's Speziesbestimmungen vorzunehmen sind, hat Haug (1898) annähernd richtig erkannt. Es ist demnach zu schreiben:

Muensteroceras inconstans Kon.
» cf. *inconstans* Kon. (non *sphaeroidale* M'Coy)
Pericyclus Kochi Holz.
» *impressus* Kon.

Was de Koninck aus der Visé-Stufe nennt, gehört vielleicht nicht nur einem Horizont an, wenigstens machen es »*Goniatites*« »*calyx*« und *involutus* wahrscheinlich, daß auch noch die Zone IIIβ entwickelt ist. Die meisten Goniatiten gehören aber sicherlich in die Zone IIIα:

Prolecanites serpentinus Phill.
Pronorites cyclolobus Phill.
» *tridens* n. nom.
Muensteroceras truncatum Phill.
Nomismoceras cf. *rotiforme* Phill.
Glyphioceras crenistria Phill.
» » var. *praestriata* n. v.
» *complicatum* Kon.
Homoceras vesiculifer Kon.

Daß mit de Koninck's *G. striatus* Sow. die gestreifte Varietät des *Glyph. sphaericum* Mart. gemeint ist, läßt sich aus den genauen Angaben des Textes zuverlässig erschließen. Einige weitere Formen

müssen noch als ungenügend bekannt gelten, weil die Lobenlinien fehlen (so »*Goniatites*« *divisus* Kon., *virgatus* Kon., *carina* Phill.), oder die Bestimmung ist anzuzweifeln (wie bei »*Goniatites*« *platylobus* Phill., »*obtusus* Phill.« und »*mutabile* Phill.«). Was die Methode de Koninck's betrifft, so möchte ich ihm eher Recht geben als Crick und Foord, weil er eine gewisse Variabilität der Arten in bezug auf die Dicke der Windungen gelten läßt (vgl. *inconstans* Kon., Taf. 48, Fig. 5a, 6a, 9a). Dagegen verfügte er anscheinend nicht über genügend Material, um die Formänderungen im Laufe des Wachstums zu beobachten. Er wendet sich sehr zu Unrecht gegen Phillips (1880, S. 112): »je ne me suis jamais aperçu que l'ombilic d'une espèce quelconque de Goniatites fut modifié autrement par la croissance de la coquille qu'en s'agrandissant.«

In England ist die *crenistria*-Zone teils als Kohlenkalk, teils als Culm entwickelt; in beiden Facies sind Goniatiten nicht selten.

Die *striatum*- und *granosum*-Zone glaube ich in den neuesten englischen Zoneneinteilungen wiederzufinden. In dem Referat über »The Carboniferous Succession of the Clitheroe Province« von W. Hind und A. Wilmore (Geol. Magazine 1919, S. 88) ist über dem Kohlenkalk mit *Glyph. crenistria* Phill. und über Posidonienschiefern mit *Nomismoceras rotiforme* Phill. (beides III α) eine Zone des *Glyph. striatum* Sow. und eine Zone des *Glyph. spirale* Phill. angegeben; da *Glyph. spirale* Phill. oft mit anderen Arten verwechselt worden ist, auch die Abbildung Foord's (1908, Taf. 49, Fig. 9) ein *Gl. granosum* darstellt, kann wohl angenommen werden, daß es sich tatsächlich um die Zonen III β und γ handelt. Herr Bisat bestätigt mir neuerdings diese Vermutung, nach seinen Feststellungen ist namentlich *Gl. subcircularis* in III γ Englands verbreitet.

Im oberen Kohlenkalk Irlands ist die *crenistria*-Zone fossilführend nachgewiesen, die von Hind 1905 bearbeiteten Schiefer über dem Kohlenkalk beginnen, soweit es sich aus seinen Angaben ersehen läßt, mit III δ. In England dürfte unser III δ nicht vorhanden sein, Bisat's *striolatum* und *diadema* sind nicht identisch mit *leodicense* und *beyrichianum*.

Aus Belgien ist die *leodicense-beyrichianum*-Zone am längsten bekannt, wo sie nicht nur an der klassischen Fundstelle von Chokier bei Lüttich nachgewiesen ist. Neben den beiden Zonenfossilien sind nur *Anthracoceras atratum* und verschiedene Dimorphoceraten einigermaßen häufig; eine dem *Eumorphoceras reticulatum* ähnliche Form liegt nur in einem seiner Herkunft nach unsicheren Exemplar im Geologischen Landesmuseum Berlin vor.

Die dringend erwünschte Gliederung der *Eumorphoceras*-Stufe Mittel-Englands ist nach einigen Versuchen Hind's nunmehr von Bisat[1]) durchgeführt worden. Die bisherige Literatur ist kaum zu gebrauchen, vor allem wegen des Mißbrauches, der mit den Namen

[1]) Die wichtige Arbeit Bisat's erhielt ich erst während des Druckes, so daß ich sie leider nicht mehr vollständig berücksichtigen konnte. Sehr dankenswerte briefliche Mitteilungen Bisat's erlaubten jedoch schon vorher eine Verständigung über viele Punkte.

diadema, *reticulatum* und *spirale* einerseits, mit Pendlesides-Series, Millstone Grit und Coal Measures andrerseits getrieben worden ist. Bisat's Einteilung läßt das Obercarbon mit »*Eumorphoceras pseudobilingue*« beginnen, in welchem ich ein *Homoceras coronula*, also Zone III γ vermute. III δ scheint zu fehlen. Innerhalb der sicher obercarbonischen »Sabden-Shales« scheint mir Bisat's Gliederung der »*Homoceras*-Stufe« nur lokale Bedeutung zu haben; beachtenswert ist indessen, daß durch diese jüngeren Homoceraten *Eumorphoceras bisulcatum* und *inconstans* getrennt werden, die ich einstweilen zur Zone IV α vereinigt habe.

Es folgt *reticulatum*, dann — bei uns nicht bekannt — *reticulatum mut.* α, dann *bilingue* (= *ret. mut.* β), und schließlich *superbilingue* (= *ret. mut.* γ).

Eumorphoceras reticulatum Phill. ist sehr verbreitet. In Irland liegt es an der Basis der Lower Coal Measures, nach Hind (1905, S. 101) zusammen mit *Davisi* (Altersform von *reticulatum?*), *diadema* (in diesem Fall wohl ein *Eumorphoceras*, vgl. Foord 1903, Taf. 49, Fig. 8), *Phillipsi* (= *pulchellum* Foord?), *Nomismoceras spirorbis*, *Dimorphoceras Gilbertsoni* und *discrepans*.

Die *bilingue*-Zone ist in Belgien die erste, welche über der *leodicense*-Zone sicher nachgewiesen ist (Renier 1912, S. 388). In England liegt sie überall über der *reticulatum*-Zone (Hind 1918 und 1919), in Irland kommt sie auch vor (Foord 1903, Taf. 49, Fig. 1), aber über genaueres Lager des Leitfossils ist nichts angegeben. Hind erwähnt 1905, S. 101, eine Goniatitenschicht, die auf Foynes Island oberhalb der *reticulatum*-Schicht liegt, und gibt daraus »*Glyph. diadema*« und »*spirale*« an. So wird es erklärlich, daß er 1918 noch die »*spirale*-Zone« über die *reticulatum*-Zone setzen konnte. In Wahrheit läßt sich in dem 1905, Taf. VI, Fig. 8 abgebildeten »*spirale*« deutlich das *Eumorphoceras ornatum* C. u. F. erkennen, es handelt sich also noch um untere *Eumorphoceras*-Stufe.

In der *Gastrioceras*-Stufe kommen in England und in beschränktem Maße auch in Belgien und Nordfrankreich die Goniatiten der westfälischen Magerkohlengruppe vor. Zone V α läßt sich erkennen in einigen vorzüglich erhaltenen *Gastr. rurae* und *Martini* von Bure de Wérister bei Lüttich (Slg. P. G. Krause, Berlin) und in Bisat's *Gastr. cancellatum*. V β ist in Yorkshire und Lancashire gut vertreten; die Identifizierung unseres V γ mit einer irischen Form beruht auf Foord's Beschreibung.

Jüngere Goniatitenfaunen, vor allem solche der *Schistoceras*-Stufe, sind aus England ebensowenig wie aus den benachbarten Festlandsgebieten bekannt geworden.

3. Mittelmeerländer

In viel geringerem Maße als die englisch-belgischen sind die Goniatitenvorkommen aus dem Mittelmeergebiet zur Bestimmung deutscher Arten heranzuziehen.

Im südlichen Portugal sind die Verhältnisse den unsrigen noch

am ähnlichsten. Pruvost unterscheidet (1914) vier Zonen: Stufe II ist erwiesen durch »*Prolecanites*« *algarbiensis* Pruv., eine mit *compressus* Sow. verwandte Art; die Photographie des Originals, wie auch in Göttingen vorhandenes Material des gleichen Fundortes Bordaleite zeigen einen bei der Beschreibung übersehenen Lobus K_2, es handelt sich also sicher um *Merocanites*. — Stufe III enthält am Fundort Murraçao *Glyphioceras* »*striatum, sphaericum* und *crenistria*«, am Fundort südl. Murraçao *Glyph.* »*striatum* und *subcircularis*« — von der letztgenannten Art sind typische Exemplare abgebildet. — Der Fundpunkt Theotonia mit »*beyrichianum* und *reticulatum*« enthält, wenn die Bestimmungen zutreffen, sowohl III δ als auch IV β. Stufe V schließlich ist vom Fundpunkt Miroço durch »*Gastrioceras carbonarium*« (leider ohne Abbildung) belegt.

Auch im »Marbre griotte« der Pyrenäen bezw. Asturiens ist die *Pericyclus*-Stufe vorhanden, wie *Muensteroceras hispanicum* C. u. F., *Merocanites compressus* Sow. und *Pericyclus Malladae* Barr. beweisen. Die von Barrois (1882, S. 292) als *Glyphioceras crenistria* Phill. bestimmte Form wurde von Frech wegen einer Besonderheit in der Lobenlinie (1902, S. 84, Textfig. 37) besonders benannt; da sie auch wegen der von Barrois mitgeteilten Zahl von 30—40 Spirallinien durchaus nicht zu *Glyph. crenistria* paßt, ist sie als selbständige Art anzusehen und *Glyph. asturicum* Frech zu nennen. Vielleicht liegt hiermit ein Vorläufer der Gattung vor, der noch nicht in die *Glyphioceras*-Stufe gehört, vielleicht aber sind auch die von Barrois mitgeteilten Fundpunkte nicht einheitlich und diese Form sowie *Pronorites Barroisi* Karp. liegen in einer höheren, schon zur Stufe III zu rechnenden Schicht.

Ein isoliertes Vorkommen von kleinen Carbon-Goniatiten in der französischen Kolonie Oran (Oued-Zousfana), das Dollé 1912 beschrieben hat, zeigt eine ganz überraschende Übereinstimmung mit unserem III γ:

Prolecanites	»*serpentinus* Phill.«	ist	*quinquelobus* Kittl
Glyphioceras	»*subglobosum* Dollé«	»	*granosum umbilicus* Roem.
»	*subcircularis* var. *zousfanensis*	»	*subcircularis* Mill.
»*Glyphioceras*«	»*calyx* Phill.«	»	*Homoceras coronula* Roem.
»	»aff. *reticulatum* Phill.«	»	» *meslerianum* Girty
»	»*paucilobum* Phill.«	»	*Anthracoceras* sp.

Außerdem kommen drei Dimorphoceraten vor, die den unsrigen sehr ähnlich sind, und als neues Element noch *Paraprolecanites* »*mixolobus* Phill.«, besser *Sandbergeri* n. nom. genannt (weil *mixolobus* Phill. einen *Pronorites* gemeint hat), sowie *Pronorites Reyi* Dollé.

Eine andere sehr eigenartige Fauna der *Glyphioceras*-Stufe wurde bei Sarajevo in Bosnien gefunden und von Kittl 1904 beschrieben. Einer bestimmten Zone läßt sie sich gegenwärtig nicht zurechnen, aber vielleicht werden bei näherer Bearbeitung die Bestimmungen noch teilweise geändert. Sie lauten gegenwärtig auf *Glyphioceras sphaericum* Mart., *Nomismoceras Grimmeri* Kittl, *Prolecanites quin-*

quelobus Kittl, *Homoceras beyrichianum* und einige Reste der eigenartigen Gattung *Osmanoceras* Kittl.

Das Obercarbon ist von den Ostalpen bis auf die Balkanhalbinsel mehrfach fossilführend nachgewiesen, der Inhalt an Goniatiten scheint aber bisher auf ein Stück beschränkt zu sein, das Renz gesammelt und 1910 als »*Paralegoceras*« *(Pericleïtes) atticum* beschrieben hat. Fast die gleiche Lobenlinie zeigt »*Shumardites*« *Keideli* Leuchs (1919) aus dem zentralen Tianschan. Die Zurechnung zu *Paralegoceras* dürfte nicht richtig sein, wenn, wie es scheint, die 3 seitlichen Loben durch Teilung des Laterallobus entstanden sind. *Pericleïtes* mit den beiden Arten *atticum* und *Keideli* erscheint als selbständige Gattung, mit *Shumardites* allerdings so nahe verwandt, daß man ein jungobercarbonisches Alter mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen kann.

Hier anschließend ist auf die russischen Vorkommen noch hinzuweisen. Wenn uns nicht russische Literatur entgangen ist, läßt sich zwar nicht viel mehr darüber feststellen, als etwa schon Haug (1898, S. 65) mitgeteilt hat, aber manches davon erscheint doch heute in anderem Licht.

Von untercarbonischen Formen nennt Karpinsky (1896) den »*Prolecanites asiaticus*« (vielleicht ein junger *Merocanites applanatus*?) M. Tzwetaev (1898) *Muensteroceras truncatum* Phill. (leider ohne Abbildung, so daß eine Verwechslung mit *inconstans* oder *ovatum* nicht ausgeschlossen ist), und Frech (1899, S. 293) *Aganides rotatorius* noch aus dem Serpuchow-Horizont.

Weder *Glyphioceras* noch *Eumorphoceras* sind in Rußland nachgewiesen, der »mittlere Kohlenkalk« der russischen Geologen läßt sich also in eine Goniatitengliederung nicht einstufen. Auf die Möglichkeit, daß eine Form des Donetz-Beckens zu *Eumorphoceras inconstans* Phill. gehören könnte, weist Karpinsky hin (1889, S. 52 Anm.). »*Gastrioceras*« *russiense* Tzwetaev (1888) hat sein Lager unterhalb des Mjatschkowo-Horizontes: also spätes IV oder frühes V.

Die einzige etwas reichere Fauna aus dem Ural, die von der Schartymka (Cosatschi Datschi), ist schon von de Verneuil 1845 beschrieben worden. Haug (1898) und Tchernow (1907) betrachten sie als mittelcarbonisch, die Goniatiten scheinen mir aber eher I. P. Smith recht zu geben, der sie (1903, Tabelle S. 18) als »Zone des *Gastrioceras marianum*« in das obere Obercarbon stellt; tatsächlich findet diese Fauna am meisten Verwandtes in der amerikanischen *Schistoceras*-Stufe, und *Gastrioceras* ist bereits durch *Paragastrioceras* Tchernow (= *Girtyites* Wedekind 1917) ersetzt. Im einzelnen ist:

»*Goniatites diadema* Gldf.« nach den Jugendwindungen zweier in Göttingen vorhandener Exemplare eine neue Art: *Paragastrioceras Verneuili* n. sp.,
» *marianus* ein *Paragastriocaras*, nächst verwandt mit *montgomeryense* M. u. G. aus VIα Nordamerikas,
» *barbotanus* ähnlich dem *Paragastrioceras? globulosum* M. u. W. aus V und VIα Nordamerikas,
» »*cyclolobus*« Phill. zunächst verwandt mit *Pronorites Siebenthali* Sm. aus Stufe V Nordamerikas.

Nach Karpinsky's Beschreibung (1889) kommt hinzu *Pronorites uralensis* Krp. als einzige Art, die auf eine vielleicht ältere, angeblich sogar untercarbonische Art, *Pr. arkansensis* Sm., hinweist.

Nach diesem Befund wird man vielleicht schon sagen können, daß es sich um die untere Zone der *Schistoceras*-Stufe handelt; so bleibt für die bis zum Perm noch folgenden Schichten die obere Zone übrig.

Es ist leider nicht ersichtlich, welche Goniatiten Tchernow als in den »oberen Kohlenkalk« gehörig anerkennt; mir scheint da nur das ins Perm reichende *Agathiceras uralicum* Karpinsky (1889) in Betracht zu kommen.

Die mehrfach zitierte Arbeit Tchernow's gilt eigentlich dem unteren Perm, für das eine Zonengliederung nach folgenden früher z. T. fälschlich zu *Pronorites* gestellten Arten vorgeschlagen wird:

3. *Parapronorites tenuis* Karp.
2. » *permicus* Tch.
1. *Pronorites* (*Parapronorites?*) *praepermicus* Karp.

4. Nordamerika

Die Meeresverbindungen zwischen Europa und Nordamerika müssen im jüngeren Palaeozoicum ziemlich ungehindert gewesen sein, denn weitgehende Übereinstimmungen in den Faunen haben sich vielfach feststellen lassen. Eine in Deutschland aufzustellende Zonenfolge darf deshalb mit den Verhältnissen in Nordamerika nicht im Widerspruch stehen.

Über die carbonischen Goniatiten Nordamerikas unterrichtet uns eine ausgezeichnete Monographie von I. P. Smith aus dem Jahre 1903. Dem Vorbild Hyatt's folgend, hat Smith mehr Wert auf die Formänderungen während der Entwicklung gelegt als die europäischen Autoren, aber das von ihm mitgeteilte Material erlaubt doch nur in den seltensten Fällen die Zusammenstellung einiges einigermaßen vollständigen Querschnittsbildes. Die inneren Lobenlinien wurden mehr berücksichtigt als in den meisten früheren Arbeiten, sind aber doch häufig nicht präpariert worden, was sich besonders in der Systematik der Prolecaniten störend bemerkbar macht. Recht bedauerlich ist, daß so selten der Verlauf der Anwachsstreifen ersichtlich ist, es scheinen vielfach nur Steinkerne ohne den Abdruck der Außenschale gesammelt worden zu sein.

Die Protocanites-Stufe ist in Nordamerika reicher entwickelt als bei uns, ihr entspricht das untere Drittel des Untercarbons bei I. P. Smith, die Kinderhook-Stufe. Die wichtigsten Formen der eigentlichen Kinderhook-Bildungen sind *Protocanites Lyoni* M. u. W., *Pr. Greeni* Miller, *Aganides rotatorius* Kon., *Muensteroceras Oweni* Hall, *M. parallelum* Hall und *Prodromites Gorbyi* Mill.

Eine wenig abweichende Fauna besitzt der für gleichaltrig gehaltene Chouteau-Kalk: *Protocanites Gurleyi* Sm. läßt sich noch nicht recht beurteilen, denn von der abgebildeten Lobenlinie (Taf. 24, Fig. 4) zeigt die rechte Seite Übereinstimmung mit *Pr. geigenensis* n. sp., die linke zeigt noch einen kleinen Lobus an der Naht, von dem ohne

Kenntnis der inneren Lobenlinie nicht zu sagen ist, ob es sich um einen reduzierten und herausgerückten Kehllobus oder einen hinzugekommenen Umschlaglobus handelt. *Protocanites louisianensis* Rowl. ist eine wieder engnabelig gewordene Form, wie aus dem Verhalten des Kehllobus (Taf. 6, Fig. 5) geschlossen werden kann. Unter den mit Vorbehalt zu *Muensteroceras* gestellten Formen fällt *M? osagense* Sm. durch einen wie bei *Glyphioceras* breit geöffneten Externlobus auf (Taf. 24, Fig. 12). Eine als *Pericyclus Blairi* M. u. G. beschriebene Form ist unvollständig bekannt, aber die scharfe Rückbiegung der Rippen darf als primitives Merkmal betrachtet werden. Im ganzen erscheint somit die Fauna des Chouteau-Kalkes entwickelter als die von Kinderhook, und macht den Eindruck, als gehöre sie schon zur *Pericyclus*-Stufe.

Das mittlere Untercarbon im Sinne von I. P. Smith hat keine Formen geliefert, die für den Vergleich mit europäischem Material in Betracht kämen.

Der *Glyphioceras*-Stufe entspricht die St. Louis-Chester-Stufe. Das ist zunächst weniger ersichtlich, weil Smith dem Verfahren Haug's folgt und die echten Glyphioceraten mit »*Goniatites*« bezeichnet, den Namen *Glyphioceras* für eine nicht homogene Gruppe ähnlicher Formen verwendend. Noch mehr ist der Einklang dadurch gestört, daß schon Gastrioceraten in dieser Stufe vorkommen sollen, aber auch dieser scheinbare Unterschied verschwindet bei näherer Betrachtung mehr und mehr. »*Gastrioceras*« *entogonum* schließt sich zunächst als *caneyanum* Girty an, kann also als weitgenabelte Unterart von *Glyphioceras subcircularis* aufgefaßt werden. *Gastrioceras compressum* rückt mit der Bend-group von Texas neuerdings ins Obercarbon (Plummer 1921) und für *Gastrioceras Branneri* mit der Boston-group von Arkansas möchte ich das gleiche wenigstens als Möglichkeit ins Auge fassen: als einzige Begleitform tritt *Pronorites arkansensis* auf, dessen Organisation und Verwandtschaft durchaus auf Obercarbon weist, und die Fauna der unterlagernden Fayetteville- (bezw. Moorefield-) Schiefer läßt wenig Platz im Untercarbon übrig.

Tatsächlich ist in Amerika die *Glyphioceras*-Stufe durch genau die gleichen Arten gekennzeichnet wie bei uns: *Glyphioceras crenistria* ist vorhanden (Smith, Taf. 16, Fig. 1, 26, Fig. 1—5), ferner *striatum* (Taf. 26, Fig. 1—13) und *subcircularis* wie bei uns mit den Unterarten *subcircularis, Newsomi* und *caneyanum*, denen sich als vierte »*Gastrioceras*« *entogonum* anschließt. *Prolecanites serpentinus* ist vorhanden (ein Exemplar von Chester im Berliner Museum). *Dimorphoceras typicale* steht unserm *denticulatum* nahe. *Homoceras coronula* findet sich auch in Amerika (als »*Eumorphoceras bisulcatum*« bei Girty 1911, Taf. 14, Fig. 4), und am sichersten läßt sich *Homoceras meslerianum* der Caney-Schiefer von Oklahoma auch bei uns nachweisen, weil erfreulicherweise Girty die verschiedenen Entwicklungsstadien dieser Art abgebildet hat.

Bedeutend geringer sind die Vergleichspunkte für das untere Obercarbon. I. P. Smith nennt nur *Paralegoceras Newsomi*. Aus

dem ?oberen Teil der Caney-Schiefer hat Girty 1909 das Urbild seiner Gattung *Eumorphoceras* beschrieben, *E. bisulcatum*, das sich neuerdings im tiefsten Obercarbon Englands und Westfalens wiedergefunden hat.

Die Bend-group von Texas wird neuerdings von Plummer (1921) und anderen zum Obercarbon gerechnet; *Glyphioceras incisum* und *Cumminsi*, die in ihrem unteren Teil vorkommen, können auch sehr wohl Nachläufer ihrer Gattung sein; das erste hat kein deutliches Merkmal, das zweite paßt mit seinen 28 Spiralstreifen zu keiner sonst bekannten Art. *Gastrioceras compressum* und *Paralegoceras* sp. sp. kommen dagegen nur im oberen Teil der Bend-group vor und sind mit diesem sicher obercarbonisch.

In den Middle Coal Measures, der *Gastrioceras*-Stufe Amerikas, findet sich das echte *Gastrioceras Listeri* Mart. und eine Form, die Smith als *Gastr. carbonarium* v. B. bestimmt hat. Außer diesen scheinen *Gastr. Welleri* Sm., *Paralegoceras iowense* M. u. W. und *Pronorites Siebenthali* Sm. die wichtigsten Arten zu sein. In Texas folgt auf die Bend-group eine Lücke; die Goniatiten der danach folgenden Strawn- und Crayon-group, unter denen sich der erste Ammonit, *Popanoceras Parkeri*, befindet, schließen sich bereits eng an VI α an.

Die Upper Coal Measures enthalten eine reichhaltige Fauna, die auch bedeutend wichtiger ist als ihre europäischen Äquivalente, die vereinzelten Vorkommen in den russischen Schwagerinenschichten. Man wird also gut tun, diese Stufe nicht mit Smith als Zone des *Gastrioceras marianum* Vern., sondern nach der in Amerika am meisten bezeichnenden Gattung als *Schistoceras*-Stufe zu bezeichnen. Wir treffen *Schistoceras* mit verschiedenen Arten, ferner *Paragastrioceras*, *Milleroceras* und *Goniolobоceras*. »*Dimorphoceras*« *texanum* zeigt keine Lobenspaltung, sondern wiederholte Mediansattelbildung, kann also nicht bei *Dimorphoceras* belassen werden; *Neodimorphoceras* n. g. wird dafür vorgeschlagen. Mit dem echten *Dimorphoceras* dagegen dürfte der eigenartige *Shumardites* zusammenhängen, in dessen Nähe die Wurzel der Arcestiden zu suchen ist. Neben ihm finden sich andere Vorläufer permischer Gattungen wie *Agathiceras* und *Popanoceras*[1]). Am vollständigsten findet sich diese Fauna in der Graham-Formation, dem untersten Abschnitt der Cisco-group in Texas. Überlagert werden diese Schichten durch die »Wolfcamp-Formation«, deren ebenso reiche Fauna (12 Arten) E. Böse 1917 beschrieben hat. Er kommt zu dem beachtenswerten Ergebnis, daß diese Fauna älter ist als die der Arta-Stufe, welche in der »Heß-Formation« und der »Leonard-Formation« von Texas ihre Äquivalente hat, rechnet sie aber noch zum Perm. Mir möchte eine Zurechnung dieser Fauna zum Carbon befriedigender scheinen, weil *Medlicottia* und *Parapronorites* noch fehlen, *Schistoceras* dagegen häufig ist; wenn andere Formen ihre nächsten Verwandten

[1]) Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Böse soll wegen einer gewissen Unsicherheit der Herkunft von *Schuchertites* besser abzusehen sein.

im Perm und nicht im Obercarbon haben, liegt das natürlich nicht zum wenigsten daran, daß die Überlieferungen aus beiden Zeitabschnitten, im ganzen genommen, außerordentlich ungleich sind; schließlich ist es viel mehr eine Sache festgelegter Übereinkunft, daß die Arta-Fauna an die Basis des Perm zu stellen ist, als daß die Cisco-Formation das Obercarbon abschließen müßte. Aus diesen Gründen möchte ich, wie auch in der phylogenetischen (S. 522) und in der stratigraphischen Tabelle (S. 492) folgende Gliederung vorschlagen:

Leonard-formation (*Perrinites*) Hess-formation (*Prothalassoceras*)	= Arta-Stufe, *Paraprono-rites*-Stufe	Unt. Perm
Wolfcamp-formation (*Uddenites*)	= Zone des *Schistoceras diversecostatum* B.	Ob. Obercarbon
Cisco-formation (*Shumardites*)	= Zone des *Schistoceras Hyatti* Sm.	

Die Methoden der Untersuchung und Darstellung

Die im beschreibenden Teil gebrauchten Abkürzungen erfordern eine Erläuterung, und zugleich ist es nötig zu erklären, warum in der Darstellung wesentlich von der üblichen, am klarsten von Crick und Foord im Cephalopoden-Katalog des Britischen Museums durchgearbeiteten Methode abgewichen wurde.

Der Hauptteil der Beschreibung galt dort dem Querschnitt und kennzeichnete ihn so, daß man eine Ansicht von der Mündung, also einen »Querschnitt« ohne innere Windungen, bequem danach zeichnen kann. Von den inneren Windungen wird lediglich die Zahl angegeben, eine Angabe, die natürlich nur dann zuverlässig sein kann, wenn die Anfangskammer sichtbar ist, und nur dann verwendbar, wenn die Größe derselben bekannt ist. Zum Glück lassen die mitgeteilten Größenmaße der Sammlungsstücke erkennen, für welche Größe die beschriebene Querschnittsform gelten soll, und so lassen sich wenigstens vermutungsweise einige auseinandergerissene Arten wieder aneinanderfügen, wie *Nomismoceras »spirorbis«*, *»rotiformis«* und *vittiger* (Größen 7, 14 und 21 mm) sowie *Muensteroceras »vesica«* und *truncatum* (unter bezw. über 20 mm).

Die heute noch vielfach übliche Nichtbeachtung der inneren Lobenlinie ist methodisch durchaus zu verwerfen, genau so, wie wenn ein Wirbeltier-Paläontologe grundsätzlich die Schädel-Unterseiten vernachlässigen wollte. Bei den Glyphioceratiden ist die innere Lobenlinie gewiß ziemlich unveränderlich, aber bei den Prolecanitiden ist ohne sie eine richtige Deutung und systematische Verwendung der äußeren Lobenlinie nicht möglich. Es hat keinen Sinn, die äußere Lobenlinie beiderseitig darzustellen. In Zeichnung, Beschreibung und Formel sollte man stets gleichsinnig von außen nach innen vorgehen.

Ein wichtiger Fortschritt bei Crick und Foord lag darin, daß grundsätzlich überall auf den Verlauf der Anwachsstreifen geachtet wurde; nur genügen Angaben wie »slightly wawed on the sides« nicht, auch die Lage der Bögen und Buchten ist oft von Wichtigkeit.

Was bisher nur in wenigen Fällen festgestellt wurde, daß nämlich Gehäuseform und Skulpturverlauf sich im Laufe der individuellen Entwicklung ändert[1]), hat sich für die Carbon-Goniatiten als allgemeingültig und als Hauptursache der in der Literatur herrschenden Verwirrung jetzt erst herausgestellt. Die Arbeitsmethoden müssen dem Rechnung tragen.

Zur Erlangung vollständiger Querschnittsbilder gibt es nur einen exakten Weg, die Herstellung von Präparaten. Wenn, wie es vielfach gemacht wurde, mit der Schneidemaschine nur bis nahe an die bessere Oberfläche heran geschnitten, dann gebrochen und nach dem Abnehmen des Querschnittsbildes wieder geklebt wird, leidet das Sammlungsstück nur wenig. Das Abnehmen des Bildes geschieht am besten mit Photographie oder mit Durchpausen auf ein Gelatineblatt oder Kollodiumhäutchen, von dem auch durch Projektion eine zeichengerechte Vergrößerung gewonnen werden kann. Wo nur geliehenes Material zur Verfügung stand, halfen zufällige Querbruchbilder und Kombinationen nach großen und kleinen Stücken nach. Für jede Art wurde von den vorhandenen Abbildungen ein Sammelquerschnitt auf Pauspapier hergestellt, wobei sich außer den durch Variation erklärbaren Unterschieden viele Zeichenfehler herausstellten, wie etwa Differenzen in der Nabelweite bei Seiten- und Rückenansicht desselben Exemplars; eine Mahnung zur Verwendung der Photographie mindestens da, wo exakte Maßverhältnisse des darzustellenden Gegenstandes erforderlich sind.

Im Text wird außer den Querschnittsmaßen für die Schlußwindung normal großer Exemplare mindestens eine kurze Charakterisierung der Jugendwindungen (bis 5 mm) für nötig gehalten, sowie solcher etwa noch vorhandenen Alterswindungen, die irgendwelche Besonderheiten zeigen. Zur Unterscheidung zweier Arten können nur Querschnittsanteile gleicher Größe verwendet werden. Wenn umgekehrt Querschnitte gleichen Durchmessers verschiedene Form zeigen, brauchen sie noch nicht verschiedenen Arten anzugehören, denn es zeigt sich immer wieder, daß die bei einer Art zu durchlaufenden Reifezustände kaum je von zwei Individuen bei gleicher Größe erreicht werden. Wo bei den Beschreibungen Angaben über die Querschnittsform ohne Größenangabe gemacht werden, ist irgendeine der üblichsten Größen gemeint, die meistens zwischen 15 und 30 mm liegen. Die wahre Durchschnittsgröße einer Art ist nicht leicht zu ermitteln. Die für die Mitteilung der Querschnittsmaße verwendeten Ausdrücke und Abkürzungen sind in Fig. 1 und auf S. 547 erläutert.

Die damit vorgeschlagene Bezeichnungsweise zeigt einige absichtliche Anlehnungen an Neumann[2]) und an Schindewolf (1923, S. 304); die Abweichungen von diesen bezwecken hauptsächlich, ein maßgerechtes Nachzeichnen zu erleichtern. — Die größte Breite liegt,

[1]) Vergl. J. M. Clarke, The Naples Fauna in Western New York 1898, Pt. 1, Textfig. 1, 15—22, 95 usw.

[2]) J. Neumann, Die Oxfordfauna von Cetechowitz. Beitr. Geol. Pal. Österr. Ung., 20, 1907.

wenn keine Abplattung der Seiten da ist, ungefähr am Projektionspunkt, d. h. dem Punkt, der die Höhe des Firstes der nächstinneren Windung auf der Außenwand bezeichnet. Häufiger steigt der Umschlag nabelwärts an, die Externseite ist verengt und am Projektionspunkt fallen die Seiten bereits mit einem meßbaren Winkel zur Sagittalebene ein. Die neue Bezeichnung »Erhöhung« wird für zweckmäßiger gehalten als das übliche »Höhe über der vorhergehenden Windung« oder Karpinsky's »evoluter Teil der Windung« (1889, S. 7). Statt einer Zahl für den Durchmesser werden größerer und kleinerer Radius angegeben, weil sich aus deren Verhältnis meist das günstigste Maß für das Anwachsen des Gehäuses ergibt.



Fig. 1. Gesamtquerschnitt von *Muensteroceras parallelum* Hall (nach Präparat) mit Erläuterung der Abkürzung für die Querschnitts-Maßangaben.

Hier wäre (in mm):
Dm (Durchmesser) = 28 (im größeren) + 19 (im kleineren Radius),
Wh (Windungshöhe) = 14 (Erhöhung) + 9 (Umschlag),
Wb (Windungsbreite) = 17; (Breite der vorhergehenden Windung wb = 10).

Die Lobenlinie wurde ebenfalls, soweit möglich, durch ein Kollodiumhäutchen oder Gelatineblatt vom Stück abgenommen. Genauer wäre auch hier eine photographische Methode, die aber nicht wie Böse[1]) mit Übermalung, sondern wie oft möglich, mit Aufhellungsmitteln arbeitet. Für die Photographie scheint Eintauchen in Paraffinöl günstig (Beisp. Taf. 23, Fig. 4), sonst hat sich Überstreichen mit Möbellack am besten bewährt.

Die Entwicklung der Lobenlinie wurde überall vom frühesten sichtbar zu machenden Stadium an studiert. Wedekind's Theorie, nach welcher die primäre Lobenlinie der »*Cheiloceracea*« E A L U I, die der *Prolobitacea* E L U_1 U_2 I geschrieben werden müßte, hat keine Stütze mehr gefunden, seit ich 1921 feststellen konnte, daß in beiden Fällen eine primäre Lobenlinie E L U K I vorhanden ist. (E = Externlobus, A = Adventivlobus, L = Laterallobus, U = Umschlaglobus, K = Kehllobus, I = Innenlobus.)

Die Einführung des Kehllobus unter die primären Loben wird

[1]) E. Böse, Ein verbesserter Apparat zur photographischen Reproduktion von Ammonitensuturen usw. Centralbl. f. Min. usw. 1907, S. 442.

neuerdings von Schindewolf[1]) in übermäßig polemischer Weise besprochen. Es ist das nur eine der vielen Polemiken, die in Ermangelung von Tatsachen auf gewisse Gründe antworten mußten, mit denen ich (1921 a, S. 541) Wedekind's »*Prolobitacea*« und verschiedene damit zusammenhängende Spekulationen abgelehnt habe. Die Bezeichnung Kehllobus wurde von mir (1921 a, S. 541) vorgeschlagen und für die *Cheiloceratidae* (einschließlich *Prolobites* u. a.), die *Prolecanitidae* und die *Glyphioceratidae* in Anwendung gebracht. Mit einer (beim Druck leider auf den Kopf gestellten) Zeichnung der Lobenentwicklung von *Tornoceras, Parodiceras* und *Cheiloceras* wurde gezeigt, daß K als primäres Lobenelement erstmalig bei *Cheiloceras* auftritt. Ich gehe heute weiter und behaupte, daß die primäre Lobenlinie ELUKI als eines der wichtigsten Merkmale allen latisellaten und angustisellaten Ammoneen zukommt, die auch alle zwar nicht auf *Cheiloceras*, aber auf *Aganides* zurückzuführen sind.

Es ist wohl naheliegend, daß die Anwendung des neuen Gedankens seinerzeit noch nicht völlig durchgeführt wurde. Es wurde wohl festgestellt, daß die sekundären Loben von *Prolecanites* aus K entstehen, sie wurden aber dessenungeachtet noch U_2 und U_3 genannt. Mit Hilfe dieses Spezialfalles glaubt Schindewolf den ganzen Gedanken ad absurdum führen zu können; zur Klärung der Sache sind seine Einwände zu würdigen: Bei *Prolecanites* und einigen Verwandten soll eine Lobenformel mit einem oder mehreren K nicht anwendbar sein, 1. weil auf den späteren Stadien sämtliche Kehlloben außerhalb der Naht liegen. — Dem ist zu erwidern, daß auch hier die erste Anlage des ganzen Komplexes der inneren Lobenlinie angehört; nur scheinbar wandert er nach außen, in Wahrheit rückt die Naht infolge der schwächer werdenden Einrollung nach innen, die »Kehlregion« wird freigelegt. Es wäre doch sinnlos, wollte man den ursprünglichen Umschlaglobus umtaufen, weil er nicht mehr im Umschlag liegt! Ein außerhalb der Naht gelegener Kehllobus hier ist eine in ihrer Entstehung leicht zu beobachtende und leicht verständliche Besonderheit, ein »umbonal gelegener Laterallobus« bei den *Cheiloceracea* dagegen ist eine unrichtige Theorie. 2. Der zweite Kehllobus soll von anderer Herkunft sein als der erste, so daß eine gleichartige Benennung nur irreführen könne. — Ich habe aber an einer Reihe von Präparaten meine Angabe von 1921 bestätigt gefunden, daß sich K_2 und später K_3 aus K_1 bilden. Ich weiß, wie leicht man bei der Schwierigkeit der Beobachtung einer Lobenentwicklung vorgefaßte Meinungen bestätigt wähnen und in schematisierten Zeichnungen zum Ausdruck bringen kann und sehe in Schindewolf's Zeichnung der Lobenentwicklung von *Merocanites* (1922, Fig. 1) eine Wirkung der, genauer Prüfung übrigens selten standhaltenden, Theorie Wedekind's, daß neue Loben durch Spaltung von Sätteln entstehen. Ich hoffe, auf Grund besseren Materials später noch einwandfreie photographische Beweise bringen zu können.

[1]) O. H. Schindewolf, Bemerkungen zur Stratigraphie und Amoneenfauna des Saalfelder Oberdevons. Senckenbergiana, Bd. 6, Frankfurt 1924, S. 110.

Auch bei der Lobenentwicklung der Glyphioceratiden sind noch einige Einzelheiten mit Photographien guter Präparate zu klären, wozu mein Material einstweilen nicht ausreicht.

Wer die hauptsächlich auf Anregung oder Veranlassung Wedekind's unternommenen Versuche verfolgt hat, die Lobenlinien der Ammoniten mit formelhaften Darstellungen zu klären, wird folgendes bemerkt haben:

1. »U_1« und »U_2« erscheinen in der Regel gleichzeitig, gemeint ist mit »U_1« bei Ammoniten stets der innere, bei Goniatiten stets der äußere der beiden ersten Umschlagloben. Diesem Übelstand kann mit Einführung von K auch bei Ammoniten abgeholfen werden.

2. Zwischen *Perisphinctes* und *Stephanoceras* besteht nach Salfeld ein Unterschied darin, daß bei der ersten Gattung »U_1«, bei der zweiten »U_3« zum Suturallobus wird[1]): der Formel nach ein großer, in Wahrheit ein kleiner Unterschied. »U_2« bleibt wie meistens von den Neubildungen unberührt, die sich von oder an »U_1« nach außen angliedern, diesen Lobus in dem einen Fall mehr, in dem anderen weniger in ihren Komplex einbeziehend.

3. Von den Macrocephalen und ihren Nachkommen hat Schindewolf[2]) eine wesentliche Beobachtung mitgeteilt, aber in noch widerspruchsvollerer Form: Hier soll nämlich »U_1« erst entstehen, wenn »U_2« und »U_3« längst fertig sind. Tatsächlich ist die innere Lobenlinie bei der breitmündigen Jugendform von *Macrocephalites* so gedehnt, daß durch Spaltung des Innensattels ein neuer Sekundärlobus entsteht, der sich dann auch bei nicht mehr breitmündigen Nachkommen, wie *Cardioceras*, wiederfindet.

Die Art, wie jedesmal die Lobenvermehrung zustande kommt, wird sich besser erkennen lassen, wenn man die Koordination von U und K berücksichtigt, und aus der Art der Lobenvermehrung werden sich dann die Familien-Zusammenhänge namentlich auch unter der Masse der Trias-Ammoniten besser finden lassen als bisher.

Sekundäre Loben werden nach ihrem Ursprungsort bezeichnet ($M_3 M_2 M_1$ bei *Beloceras* und *Neodimorphoceras*), sie bekommen einen besonderen Buchstaben, wenn sie durch Teilung eines Sattels entstehen ($A_2 A_1$ bei *Sporadoceras*). Die Sekundärloben im Bereich des Umschlags wurden bisher ohne Rücksicht auf ihre Entstehung mit $U_2 U_3$ usw. bezeichnet. Bei *Paralegoceras* und seinen Nachkommen entstehen sie tatsächlich aus dem Umschlaglobus, heißen also zu Recht U_2 usw., bei *Prolecanites* und Verwandten dagegen sind sie mit Rücksicht auf ihre Entstehung aus dem Kehllobus besser als $K_2 K_3$ usw. zu bezeichnen.

Die Bezeichnungen I, L, L, E bedeuten zweispitzige bezw. dreispitzige Loben, wie sie bei *Pronorites*, *Neopronorites* und *Dimorphoceras* vorkommen.

[1]) R. Wedekind, Über Lobus, Suturallobus und Incision. Centralbl. f. Min. usw. 1916, S. 189.

[2]) O. H. Schindewolf, Über die Ausgestaltung der Lobenlinie bei den Neoammonoidea. Centralbl. f. Min. usw. 1923, S. 361.

Den Anwachsstreifen ist von Wedekind in den »Genera der Palaeoammonoidea« die wichtigste Rolle für die Systematik zugeschrieben worden, seine (auch in Zittel's Grundzüge übergegangene) Einteilung der Goniatiten in *Tornoceracea, Cheiloceracea* und *Prolobitacea* beruht vornehmlich auf ihrem »bikonvexen«, »konvexen« und »linearprotrakten« Verlauf. Warum ich diese Einteilung nicht annehmen kann, habe ich in der Hauptsache schon 1921a (S. 539—542) erörtert. Die drei Grundtypen von Anwachsstreifen sind nicht einmal, sondern mehrmals entstanden; sie zu unterscheiden bleibt dennoch von Nutzen, weshalb ich sie nach Übersetzung der Fremdwörter in »zweibogig«, »einbogig« und »geradlinig« übernehme. Die zweibogigen Anwachsstreifen haben einen inneren und einen äußeren Seitenvorsprung, eine Außenbucht und eine Seitenbucht; eine dritte Bucht (Nahtbucht) kann vorhanden sein oder fehlen. Einbogige Anwachsstreifen haben nur einen Seitenvorsprung, eine Nahtbucht kann wieder hinzukommen. Die geradlinigen Anwachsstreifen können von der Naht aus zunächst vor- oder zurückspringen, sie können auch wie bei Ammoniten einen Außenvorsprung bilden, der allerdings bei Goniatiten stets gerundet bleibt. Bei Betrachtung der Tafeln 19—22 sieht man, daß auch solche oder eine andere Untergliederung der drei Grundtypen der wirklichen Mannigfaltigkeit nicht gerecht wird: man findet sogar dreibogige Anwachsstreifen, ferner solche nur mit äußerem und solche nur mit innerem Seitenvorsprung, vor allem aber die verschiedensten Übergänge zwischen den Typen.

Im allgemeinen und namentlich da, wo ontogenetisch ein Wechsel in der Anwachsstreifung vor sich geht, gehören die zweibogigen Anwachsstreifen zu den hochmündigen, die einbogigen zu mittleren und die geradlinigen Anwachsstreifen zu den breitmündigen Windungen. Phylogenetisch läßt sich alles auf die geraden Anwachsstreifen der *Aganides*-Jugendform zurückführen: die Prolecanitiden haben nur diese ererbt; die für involutere Gehäuse mechanisch leicht verständliche Außenbucht stellt sich schon beim erwachsenen *Aganides* ein, dagegen der äußere (zweite) Seitenvorsprung, der schon den mitteldevonischen Goniatiten allgemein zukam, stellt sich erst bei *Muensteroceras ovatum* und *angustilobatum* wieder ein. *Glyphioceras* verfügt dann über alle drei Möglichkeiten.

Von den besprochenen Merkmalgruppen ließen sich die Querschnitte ganz, die Anwachsstreifungen für zwei Umgänge und die Lobenlinie wenigstens einmal bequem in den »Diagrammen«, Tafel 19—22, durch einfache Strichzeichnungen darstellen. Die verschiedenartigen »Verzierungen« (richtiger wohl Versteifungsmittel), die Spiralleistchen und die Knoten und Rippen, konnten dabei nur notdürftig angedeutet werden; zu ihrer Darstellung ist das naturgetreue Bild nicht zu entbehren. Mit den Spiralleistchen von *Glyphioceras* hat man sich viel vergebliche Mühe gemacht, um ihre Vergitterung mit den Anwachsstreifen darzustellen; dabei ist es gar nicht schwer zu sehen, daß ihre Zahl beim Heranwachsen der Schale unverändert bleibt, daß also die Größe und Gestalt der Zwischenräume ganz belanglos ist.

Siphonalduten, Runzelschicht, Wohnkammerlänge und andere Merkmale konnten nicht systematisch verwertet werden, die Einschnürungen nur in bescheidenem Maße. Der Kernpunkt der verwendeten Methoden der Untersuchung liegt in der Durchführung des Hyatt'schen Prinzips[1]): jede Vergleichung zweier Formen in eine schrittweise Vergleichung ihrer Entwicklungsstadien aufzulösen.

Zur Methode der Darstellung gehört nicht nur die Unterscheidung von Individuengruppen, sondern auch diese Gruppierung selbst, der Artbegriff. Immer mehr wächst in der Paläontologie die Erkenntnis, daß er keinen Sinn und Zweck hat, alles Unterscheidbare als verschiedene Arten zu behandeln und zu benennen; es ist auch gerade bei den Ammoneen sehr zu bezweifeln, ob wir damit dem zoologischen Artbegriff näherkommen, dessen Kriterien uns doch fehlen müssen. Ich bin deshalb mit Salfeld[2]) und anderen der Meinung, daß eigene objektive Kriterien für die paläontologische Artbegrenzung angewendet werden müssen, und daß als solches in erster Linie der Zeitfaktor in Betracht kommt. Wenn sich nahe verwandte Individuengruppen einer Schicht unterscheiden lassen, ist immer mit Variation zu rechnen, gleichgültig, ob ein Merkmal zur Unterscheidung dient oder mehrere, ob die Merkmale sich stetig ändern oder unstetig. Phylogenetisch von Wert und deshalb zur Arttrennung zu benutzen sind allein die Unterschiede, die mit einem zeitlichen Unterschied zusammenfallen, auch wenn sie den anderen gegenüber noch so bescheiden aussehen. Die Feststellung unterscheidender Merkmale ist in diesem Sinn nur die eine Hälfte der zu leistenden Arbeit, die andere besteht darin, daß die Zeitwerte dieser Merkmale untersucht werden — an Sammlungsmaterial ist das natürlich nur in beschränktem Maße möglich. Die Frage, ob eine verschwindende Art sich zu der neuen umgebildet hat, oder von dieser verdrängt worden ist, kann dabei außer Betracht bleiben.

Auch andere objektive Kriterien müssen noch viel stärker als bisher herangezogen werden. Die Variationsstatistik konnte hier mitunter verwendet werden, wenn einmal zwei offensichtlich verwandte Formen durch Übergänge verbunden erschienen.

Die Wahrscheinlichkeit einer richtigen Gruppierung steigt weiterhin bedeutend, wenn es gelingt, bei Gruppierung nach verschiedenen, voneinander unabhängigen Merkmalen die gleichen Gruppen zu erhalten. Bei variationsstatistischer Untersuchung von zwei Arten nach zwei getrennten Merkmalen ergeben sich zweimal zweigipfelige Kurven, in denen die Individuen zwar verschieden stehen, die Gruppen aber dieselben bleiben. Zur Anwendung dieses Verfahrens war das Material nicht zahlreich genug, es konnte nur dafür Sorge getragen werden, daß die Unterscheidung zweier Arten möglichst auf mehrere Merkmale gestellt wurde.

---

[1]) Vergl. R. T. Jackson, Phylogeny of the Echini. Boston 1912 (S. 15).
[2]) H. Salfeld u. B. Dürken, Die Phylogenese. Berlin 1921 (S. 47).

Ein viertes ergibt sich aus einer Erscheinung, die hier besonders auffiel, aber durchaus nicht auf die carbonischen Goniatiten beschränkt ist: die im Laufe der Entwicklung durchzumachenden Formänderungen (Metamorphose) gehen durchaus nicht immer bei gleicher Größe vor sich. Man kann also von einer normal sich entwickelnden Mittelform solche Individuen unterscheiden, die sich erst bei bedeutenderer Größe oder langsamer verändern — ich nenne sie bradymorph, und andrerseits solche, die sich schneller verändern — diese wären tachymorph zu nennen. Wahrscheinlich geht ein großer Teil der Variabilität der Ammoneen, wie besonders die Hoch- und Breitmündigkeit, auf solche Ursachen zurück.

Wir hätten also bisher vier Kriterien zur paläontologischen Artbegrenzung:

1. Gleiche oder verschiedene Lebenszeit.
2. Gruppierung der Varianten um einen oder verschiedene Mittelwerte.
3. Erlauben mehrere voneinander unabhängige Merkmale die gleiche Gruppierung oder nicht?
4. Sind vorkommende Unterschiede durch Bradymorphie bezw. Tachymorphie deutbar oder nicht?

Die Art als Baustein der Stammesgeschichte ist nach den gemachten Erfahrungen wie nach biologischen Erwägungen nicht beliebig groß oder klein, sondern eine reale Einheit ebensogut wie die ganz anders geartete zoologische Art. Als Varietäten sind die abweichenden Erscheinungsweisen einer solchen Art zu bezeichnen. Der zoologische Begriff der Mutation ist für den Paläontologen nicht anwendbar, denn von einer Abänderung kann er nur dann sagen, daß sie erblich war, wenn sie von der Stammform nicht wieder aufgenommen wurde, mit anderen Worten, wenn es sich um eine selbständige Art handelt. In diesem Sinne ist Holzapfel's »*Maeneceras terebratum mut. undulata*« ebenso von *M. terebratum* artlich zu trennen, wie Wedekind's »*Sporadoceras contiguum* var. *postera*« von *Sp. contiguum*. Für Fälle, in denen ein kleinerer Unterschied unbekannten Zeitwertes ausgedrückt werden soll, bleibt als systematische Kategorie die Unterart übrig.

Unvollständige Bestimmungen mit cf. und aff. wurden möglichst vermieden; es schien eben hier der Ort zu sein, neue Arten auch als solche zu benennen und schwer bestimmbare Stücke nach allen Richtungen zu examinieren. In Zweifelsfällen schien es geratener, eine Identifizierung zu viel zu geben als eine, wenn auch namenlose, systematische Kategorie zu viel; ein Grundsatz, der sehr zum Schaden der praktischen Brauchbarkeit in vielen Arbeiten außer acht gelassen wird.

Biologische und phylogenetische Folgerungen

Die rein phylogenetischen Folgerungen aus der vorliegenden Arbeit sind in der Tabelle S. 522 wiedergegeben. Damit werden die carbonischen Goniatiten-Gattungen auf ganz wenige Stammlinien zu-

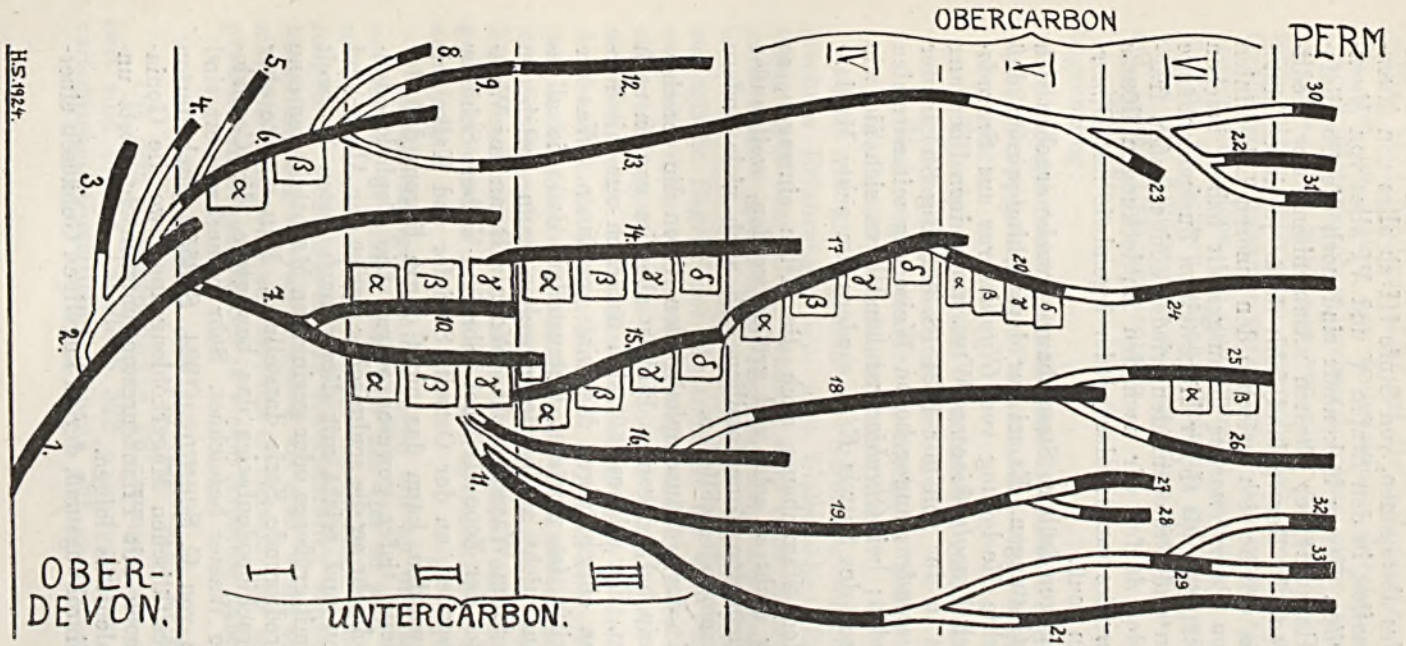
rückgeführt. Alle Tatsachen sprechen dafür, daß sämtliche Carbon-Goniatiten von *Aganides* abstammen, von Stufe III ab alles von *Muensteroceras* oder *Protocanites*, in den Stufen V und VI alles von *Muensteroceras* oder *Pronorites*. Etwas lückenhaft sind noch die Überlieferungen über die Herkunft der ältesten »Ammoniten«, der Medlicottiiden und Arcestiden. In Deutschland fehlt dafür jegliches Material. Die Unterschiede, welche sich zwischen den inneren Lobenlinien von *Pronorites* und von *Paraprcnorites* herausgestellt haben, machen jedenfalls die von Karpinsky als sicher hingestellten Zusammenhänge zwischen Medlicottiiden und Prolecanitiden wieder einigermaßen fraglich. Für die Arcestiden dürfen wir nach den Entdeckungen Böse's die Wurzel bei *Shumardites* suchen, das wieder irgendwie mit *Dimorphoceras* verwandt sein muß.

Die Unterschiede gegen frühere Stammbaumversuche ergeben sich aus dem Studium der Gattungen. Es sei nur darauf hingewiesen, daß die von Frech versuchte Herleitung von *Glyphioceras* aus *Sporadoceras* nicht angeht; auch *Praeglyphioceras* Wdk. kann einen Übergang nicht vermitteln, es ist in der von mir 1921 (S. 392, Fig. 6b) in der für *Spor. bifer* var. *descendens* angegebenen Weise eng mit normalen Sporadoceraten verbunden; bei *Glyphioceras* handelt es sich nie wie dort um ein Herabsinken des Sattels E/A, sondern um echte Mediansattelbildung.

Wollte man in den Stammbaum auch die Arten eintragen, so würde die Verästelung nicht so sehr viel größer werden, weil außer den mit [α] — [δ] bezeichneten Zonenfossilien sich auch viele andere Arten kettenförmig aneinanderschließen.

Über die Biologie der Gehäusecephalopoden liegen die verschiedensten Arbeiten vor, ein befriedigendes Bild ist aber im ganzen noch nicht gewonnen worden. Ein solches läßt sich natürlich nur mit Verwertung des sämtlichen einschlägigen Materials gewinnen. Was die Carbon-Goniatiten betrifft, ist zunächst festzustellen, daß die allgemeine Ansicht durchaus nicht als bewiesen gelten kann, welche in ihnen die Bewohner tieferen Wassers sieht. Wenn z. B. an der Westseite eines Korallenriffes der Zone III β bei Elberfeld-Velbert Schiefer und Kalke mit Brachiopoden, an der Ostseite Schiefer und Kalke mit Goniatiten abgelagert wurden, kann das nicht daran liegen, daß der Meeresboden der Ostseite tiefer gewesen wäre. Die Cephalopodenfacies dieser Zeit ist vielmehr an die »culmische« Facies der Alaun- und Kieselschiefer gebunden und reicht mit dieser nach Osten bis weit über den Harz hinaus, mit größeren oder geringeren Mächtigkeiten eine im allgemeinen transgredierende Serie darstellend. Man möchte eher annehmen, daß die Brachiopodenfacies das bewegtere, die Cephalopodenfacies das stillere Wasser bezeichnet. Sehr bemerkenswert sind in dieser Hinsicht die von C. Schmidt (1924, S. 355) geschilderten Verhältnisse in der westfälischen Magerkohlengruppe, wo die Goniatitenschichten, selbst noch mit Pflanzenresten untermischt, stets unmittelbar auf die Kohlenflöze folgen.

Der Wechsel im Einrollungsmaß, der zu kugeligen Gehäusen einer-



	Protocanites-Stufe (6)	*Pericyclus*-Stufe (10)	*Glyphioceras*-Stufe (15)	*Eumorphoceras*-Stufe (17)	*Gastrioceras*-Stufe (20)	*Schistoceras*-Stufe (25)	*Paraprononites.* (30)
Coniocymenia	α „ *Lyoni*	α „ *princeps*	α „ *crenistria*	α „ *inconstans*	α „ *rurae*	α „ *Hyatti*	
	β „ *geigenensis*	β „ *plicatilis*	β „ *striatum*	β „ *reticulatum*	β „ *subcrenatum*	β „ *diversecostatum*	
		γ „ *Kochi*	γ „ *spirifer*	γ „ *bilingue*	γ „ *circumnodosum*		
			δ „ *leodicense*	δ „ *superbilingue*	δ „ *catharinae*		

1. *Aganides*
2. *Gattendorfia*
3. *Phenacoceras*
4. *Pseudarietites*
5. *Prodromites*
7. *Muensteroceras*
8. *Acrocanites*
9. *Merocanites*
11. *Dimorphoceras*
12. *Prolecanites*
13. *Pronorites*
14. *Homoceras*
16. *Nomismoceras*
18. *Paralegoceras*
19. *Anthracoceras*
21. *Popanoceras*
22. *Propinacoceras*
23. *Schuchertites*[1])
24. *Paragastrioceras*
26. *Agathiceras*
27. *Goniolobоceras*
28. *Neodimorphoceras*
29. *Shumardites*
31. *Medlicottia*
32. *Thalassoceras*
33. *Waagenoceras*

Fig. 2. Versuch eines Stammbaums der carbonischen Ammoneen.

[1]) Vgl. Anm. S. 512.

seits und zu scheibenförmigen andrerseits führt, scheint nicht mit besserem oder schlechterem Schwimmvermögen zusammenzuhängen, wie vielfach angenommen wird — dazu haben die weitnabeligen Gehäuse zu viel Reibung im Wasser — sondern darin, daß bald ein Bedürfnis zu größerer Wendigkeit, bald zu stärkerer Fixierung der Schwerpunktslage vorliegt (als Extrem vergl. *Crioceras* und die gleiche Form umgekehrt im Schwanz von *Hippocampus*).

Wo die systematischen Zusammenhänge nicht ohne weiteres klar waren, gelang es meist, sie durch Heranziehung weiterer Merkmale zu klären. Aber ein Stammbaum ist kein Rechenbeispiel, die feststellbaren Unterschiede sind von einem sehr verschiedenen Wert und können nicht ohne theoretische Verarbeitung verschiedener Erfahrungen ausgewertet werden.

Es handelt sich dabei besonders um drei Fragen:

1. Wie verhalten sich die ontogenetischen Veränderungen zu den phylogenetischen?
2. Welche Zusammenhänge zeigen sich zwischen den Veränderungen des Querschnitts, der Lobenlinie und der Anwachsstreifen?
3. Läßt sich die Orthogenese als Regel für die Entwicklung in den Stammlinien verwenden?

Zu 1. lassen sich leicht Beispiele und Gegenbeispiele zusammenstellen: bei *Prolecanites serpentinus* entspricht die Jugendform den Vorfahren, der dritte Kehllobus stellt sich ontogenetisch wie phylogenetisch später ein. In bezug auf die Skulptur läßt sich das gleiche gut zeigen bei einem Lias-Ammoniten, *Aegoceras (Praederoceras) ziphus*. — Interessante und durch reichliches Material gut belegte Gegenbeispiele ließen sich bei Carbon-Goniatiten feststellen: Bei *Homoceras discus, Burhennei* und *coronula* zeigen sich zum erstenmal Nabelknoten und zwar auf den Jugendwindungen; das später auftretende *Hom. Beyrichianum* zeigt die Form dieser Jugendwindungen bei normaler Größe. In ganz gleicher Weise ist die Form des erwachsenen *Gastrioceras* in den Jugendwindungen von *Eumorphoceras* schon vorhanden.

In beiden Fällen handelt es sich jedenfalls um etwas ganz anderes als die schon vielfach beobachtete Rückkehr früherer Merkmale auf ausgesprochenen Alterswindungen. Sie zeigen, daß das Auftreten neuer Merkmale nicht an einen Gipfelpunkt der Ontogenese gebunden ist, und sie zeigen auch, daß die Ontogenese phylogenetisch durchaus nicht nur im Sinn einer Kondensation verändert wird: Wenn die Gestalt des *Homoceras beyrichianum* und des *Gastrioceras Listeri* bei gleichgroßen Individuen der Stammformen längst überholt war, haben wir es hier mit einer phylogenetischen Verlangsamung der Ontogenie zu tun. Beschleunigung und Verlangsamung der Metamorphose, die wir bei gleichzeitigen Varianten als Tachy- und Bradymorphie bezeichneten, bedeuten in der Stammesgeschichte natürlich etwas anderes. Hier haben wir der bekannten und wohl als normal anzunehmenden Be-

schleunigung-Tachygenie[1]) eine Verlangsamung-Bradygenie gegenüberzustellen. Auf jeden Fall ist es nicht so, daß man aus der Ontogenie einer Art gleich ihre Abstammung erschließen könnte, und die Hyatt-sche Schule konnte leicht Trugschlüssen unterliegen. Wenn z. B. die Lobenentwicklung von *Schistoceras* ein *Gastrioceras*- und ein *Paralegoceras*-Stadium zeigt, ist damit noch nicht bewiesen, daß die phylogenetische Folge der Gattungen die gleiche wäre, wie I. P. Smith meint (1903, S. 111); vielmehr ist wenigstens die typische Art von *Paralegoceras* (*iowense* M. u. W.) älter als die von *Gastrioceras (Listeri)* und von ganz anderer Herkunft. Nur das ist zuzugeben — und ist bedeutsam genug —, daß für die Systematik die Merkmale der Jugendformen wichtiger sind als die der »ausgewachsenen« Individuen.

Zu 2. Beziehungen zwischen Querschnitt, Lobenlinie und Anwachsstreifen sind zweifellos vorhanden, ohne daß dabei eine dieser Merkmalgruppen lediglich als Funktion der anderen gelten könnte. Wenn man von den verschiedenen Modifikationen der Externseite und der Nabelkante und von Abplattungen der Flanken absieht, findet man die Form des Querschnitts durch das Verhältnis von Windungshöhe zu Windungsbreite und das von Radius zu Windungshöhe bestimmbar, mit andern Worten: die Form ist mehr oder weniger hochmündig oder niedrigmündig und mehr oder weniger weitgenabelt oder enggenabelt. Zu einer hochmündig-enggenabelten Form *(Anthracoceras, Dimorphoceras)* gehören in der Regel zweibogige Anwachsstreifen, zur niedrigmündig-weitgenabelten Form *(Gattendorfia, Homoceras* und *Gastrioceras,* jeweils ohne Alterswindungen) die geradlinigen Anwachsstreifen. Hochmündig-weitgenabelte *(Prolecanites, Nomismoceras)* oder niedrigmündig-enggenabelte Formen *(Glyphioceras)* sind in bezug auf die Anwachsstreifen indifferent. — Bei gleichen Formen eines mittleren Querschnitts kann man verschiedene Typen von Anwachsstreifen feststellen, so daß offenbar neben den mechanischen Ursachen die phylogenetische Trägheit mitbestimmend wirkt. *Muensteroceras complanatum* und *corpulentum* haben von ihren Vorfahren nur zweibogige Anwachsstreifen geerbt, erst ihre Nachkommen erwerben wieder neue Gestaltungsmöglichkeiten. *Eumorphoceras reticulatum* stammt von Formen ab, die schon in der Jugend einen starken äußeren Seitenvorsprung der Anwachsstreifen besitzen und *Gastrioceras circumnodosum* von weitnabeligen Formen, bei denen die Zweibogigkeit der Anwachsstreifen schrittweise immer mehr zurückgebildet worden ist.

Die Lobenlinie wird offenbar durch die Veränderungen des Querschnitts weniger leicht beeinflußt; sie verändert sich im Verlauf der Stammesgeschichte seltener und pflegt dann die Veränderungsrichtung beizubehalten. Der Anstoß zu ihren Veränderungen ist aber ebenfalls auf Querschnittsänderungen zurückzuführen. Wird eine Form weitnabeliger, also die Umfassung geringer, so bleibt weniger Platz für die innere Lobenlinie; dann rückt der Umschlaglobus ganz nach außen *(Gattendorfia, Gastrioceras)* und im extremen Fall auch der Kehllobus

[1]) J. M. Clarke, l. c., S. 77.

(Merocanites). Wenn bei *Merocanites* und bei *Paralegoceras* eine Lobenvermehrung eintritt, hängt das offenbar damit zusammen, daß gleichzeitig mit der Streckung des Querschnitts eine Streckung derjenigen Partie der Lobenlinie eingetreten ist, in welcher dann der neue Lobus auftritt; das ist bei den als Vorfahren zunächst in Betracht kommenden Arten von *Protocanites* und *Nomismoceras* bereits erkennbar. — Die Teilung der Loben von *Dimorphoceras* steht mit der Verbreiterung der Loben bei dem nahe verwandten *Anthracoceras* in Einklang. Für die Lobenteilung von *Pronorites* und den Medlicottiiden ist vielleicht eine andere Erklärung heranzuziehen, hier könnte eine Einwirkung der vorhergehenden Kammerwand auf die in sie hineingreifende Lobenlinie in Betracht kommen.

Zu 3. Wenn andrerseits die Lobenvermehrung bei *Prolecanites quinquelobus* oder bei *Agathiceras* fortschreitet, ist keine vorhergehende Spannung zu beobachten, der einmal eingeschlagene Weg wird einfach fortgesetzt, wir haben Beispiele der sogenannten Orthogenese. Es ist eine weittragende und vielfach erörterte Frage, ob der Orthogenese in der Entwicklung der organischen Welt eine ausschlaggebende Bedeutung zukommt. Die heuristisch vielfach bewährte Dollo'sche Regel, nach welcher eine phylogenetisch festgestellte Spezialisation nicht umgekehrt werden kann, würde das fordern. Wenn die Phylogenie der Carbon-Goniatiten auf ganz wenige, durch eine lange Zeit verfolgbare Stammlinien gebracht werden soll, ist eine Auseinandersetzung mit dieser Ansicht unerläßlich.

Ein wiederholter Wechsel zwischen weitgenabelten und enggenabelten Formen bringt gewiß noch keinen Widerspruch zur Orthogenese.

Einen zweibogigen Verlauf der Anwachsstreifen könnte man schon eher als Spezialisation ansehen und hätte dann eine solche, die im Laufe der Stammesgeschichte verloren geht und später in der gleichen Weise von neuem erworben wird. Von mitteldevonischen Formen mit zweibogigen Anwachsstreifen ist die Gattung *Aganides* mit ziemlich niedrigmündiger Gestalt und einbogigen Anwachsstreifen abzuleiten. Im mittleren Untercarbon stellen sich dann bei *Muensteroceras ovatum* und *angustilobatum* von neuem zweibogige Anwachsstreifen ein.

Bei Ammoniten ist man gewohnt, die Kiel- und Furchenbildung als Spezialisationen anzusehen, die zu blind endigenden Seitenzweigen des Stammbaumes führen[1]). Die Entstehung von *Homoceras Beyrichianum* aus *coronula* und von *Gastrioceras* aus *Eumorphoceras* ist historisch gut belegt und morphologisch auf der Hand liegend: in beiden Fällen unterscheidet sich die jüngere Form von der älteren fast nur dadurch, daß die außen zugeschärften Alterswindungen nicht mehr angelegt werden. Hier geht offenbar eine erworbene Spezialisation wieder verloren, um einer einfacheren Organisation Platz zu machen.

In der Geschichte der Lobenlinie ist die erste Erwerbung der

---

[1]) H. Salfeld, Kiel- und Furchenbildungen an der Schalenaußenseite der Ammonoideen usw. Centralbl. f. Min. usw. 1921, S. 343.

Lobenformel ELUKI sicher als Spezialisation anzusehen; diese geht, wie ich 1921 (S. 541) zeigen konnte, schon bei *Cheiloceras* wieder verloren, bei dem man die Rückbildung der Loben K und I (in verschiedenen Untergattungen verschieden) ontogenetisch gut verfolgen kann. — Bei den Prolecanitiden des Carbon läßt sich eine Rückbildung des Kehllobus vielfach beobachten; bei *Protocanites clymeniaeformis* und *quadratus* geht er vielleicht ganz verloren, bei *Prolecanites* cf. *quinquelobus*, wo sich die Entwicklung der Lobenlinie von der Anfangskammer an beobachten ließ, wird er gleichzeitig mit den anderen Primärloben angelegt und bleibt im Laufe der Entwicklung immer mehr hinter diesen zurück. Bei *Merocanites applanatus* wurde beobachtet, daß er auf einem etwas späteren Stadium in die äußere Lobenlinie übertritt, hier Platz gewinnt zur Ausbreitung und nach Abgabe der breiteren Hälfte als K_2 vorübergehend wieder in die innere Lobenlinie zurückgeht.

Diese Beobachtungen scheinen mir darauf zu deuten, daß auch die Spezialisationen der Lobenlinie nicht durchaus irreversibel sind. Dann aber darf man sagen, daß keine der bei Goniatiten feststellbaren Spezialisationen irreversibel ist. Daß eine solche Rückbildung rückwärts den gleichen Weg durchliefe wie die einstige Neubildung, das ist natürlich sehr unwahrscheinlich; soweit darauf das Gewicht gelegt wird, ist natürlich gegen die Dollo'sche Regel nichts einzuwenden.

Was die Wertung der Merkmale betrifft, ist noch einmal festzustellen, daß dieselbe Merkmalsänderung, die in einem Falle als phylogenetischer Fortschritt angesehen wird, in einem anderen Fall nur Variationsmerkmal zu sein braucht, wie etwa die Nabelweite bei *Eumorphoceras bilingue* und *superbilingue* einerseits und bei *Muensteroceras inconstans* andrerseits. Variationsmerkmale, die oft verkannt worden sind, zeigen sich besonders darin, daß der irgendeiner Art zukommende Formwechsel bald früher, bald später, oder richtiger gesagt, bei etwas größeren oder etwas kleineren Individuen eintritt. Man kann also bei solchen Arten zurückgebliebene oder bradymorphe und frühreife oder tachymorphe Individuengruppen unterscheiden: bei gleicher Größe haben dann die bradymorphen Formen die breitmündige Jugendwindung, die tachymorphen die hochmündige Altersform (vgl. *Glyphioceras striatum*, Taf. 21, Fig. 4—6). Ähnlich wie unter den Schnecken bei *Voluta* können unter den Goniatiten bei *Homoceras* die Jugendwindungen eine beträchtliche Größe erreichen, was bei dieser Gattung auch zur Unterscheidung der Arten verwendbar ist; es kommt hinzu, daß die Altersform, welche bei *Hom. beyrichianum* nicht mehr beobachtet wurde, schon bei *Hom. coronula* nur an einem Fundpunkt etwas häufiger vorkommt.

Bestimmungstabelle

enthaltend die bisher bekannten deutschen Arten und von ausländischen die, welche für eine Vergleichung zunächst in Betracht kommen.

Die carbonischen Goniatiten lassen sich in zwei Gruppen einteilen, die *Prolecanitidae* (I) mit ihrer Stammgruppe, der zur Familie *Cheiloceratidae* gerechneten Gattung *Aganides* und die *Glyphioceratidae* (II).

I. *Prolecanitidae* nebst *Aganides*

Primäre Lobenlinie E L U K I bei den Gattungen *Aganides*, *Gattendorfia*, *Pseudarietites* und *Protocanites*. — Lobenvermehrung nur als Bildung äußerer Kehlloben (»Umschlagloben«) von K aus: *Merocanites*, *Prolecanites* und *Acrocanites*. — Gleiche Lobenvermehrung, dazu Lobenspaltung in ontogenetisch fortgeschrittenen Stadien: *Paraprolecanites*, *Pronorites* und *Prodromites*.

Aganides: enggenabelt, Lobenlinie ELUKI, Externseite gerundet (1—5).		
1. Anwachsstreifen gerade: Jugendformen und . . .	*varicosus*	Iα
2. » einbogig,		
seitlich abgeflacht, mit Einschnürungen	*quadripartitus*	Iα, to
Querschnitt flachoval	*Gürichi*	Iα, to
» breitoval	*intermedius*	Iα
3. Anwachsstreifen mit kleiner Bucht im Nabelfeld,		
niedrigmündig	*infracarbonicus*	Iα, to
hochmündig	*rotatorius*[1])	I, IIα
4. Anwachsstreifen am Nabel mit breiter Bucht beginnend	*ornatissimus*	IIα, β
5. Anwachsstreifen zweibogig	*prorsus*	Iα
6. Externseite, wenigstens im Alter, zugeschärft (Anwachssreifen einbogig),		
Jugendwindungen hochmündig	*acutus*	Iα
» niedrigmündig	*carinatus*	Iα
» weitnabelig	*enniskillenensis*[2])	IIβ
Gattendorfia: bis zur halben Größe weit, dann wieder enger genabelt; Lobenlinie ELUKI, wobei U außerhalb der Naht		
flachere Form	*subinvoluta*	Iα
breitere Form	*crassa*	Iα
rechteckige Alterswindungen	*nodosa*	Iα
Pseudarietites: evolut, berippt; Lobenlinie EL(KI?), wobei L in der Jugend flach	*westfalicus*	Iα
Protocanites: evolut, hochmündig; Lobenlinie ELUKI, Naht zwischen U und K.		
U kleiner als L; Windungen langsam anwachsend .	*Lyoni*	Iα
U gleich L; schneller anwachsend	*geigenaensis*	Iβ
U und K abgeschwächt	*louisianensis*[3])	I (?)
K abgeschwächt, Windungsquerschnitt annähernd rechteckig	*quadratus*	IIβ
ferner mehrere unvollständig bekannte Arten wie . .	*clymeniaeformis*[4])	IIα
Merocanites: wie vorige, aber ein Kehllobus mehr: ELUK$_2$K$_1$I		
Nabelwand flach	*compressus*	IIβ
» steil	*applanatus*	IIγ
» gerundet, Umschlag wohl ausgebildet . .	*algarbiensis*[5])	II

[1]) I. P. Smith, 1903, Taf. 19, Fig. 13, 14.
[2]) A. H. Foord, 1903, Taf. 47, Fig. 3.
[3]) I. P. Smith, 1903, Taf. 6, Fig. 6—8.
[4]) L. G. de Koninck, 1880, Taf. 49, Fig. 13.
[5]) Pruvost, 1914, S. 17, Fig. 1.

Prolecanites: noch ein Kehllobus mehr, $ELUK_2K_3K_4K_1I$		
K_3 erscheint spät und wird nicht größer als K_1 . .	*serpentinus*	IIIα
K_3 früh, wird dem K_2 ähnlich	*perfectus*	IIIβ
K_4 hinzu, wird im Alter engnabelig	*quinquelobus*	IIIγ
Acrocanites: mit vielen äußeren Kehlloben	*multilobatus*	IIα
Paraprolecanites: ELUKI (E dreispitzig)	*Sandbergeri*[1])	IIIγ
Pronorites: $ELUK_2(K_5)K_1I$ (L zweispitzig, nur bei 1 dreispitzig)		
1. ein äußerer K-Lobus	*tridens*[2])	IIIα?
2. zwei äußere K-Loben, Windungsquerschnitt oval .	*Reyi*[3])	IIIγ
3. drei äußere K-Loben, » rechteckig	*cyclolobus*	IIIα, β
4. fünf äußere K-Loben	*uralensis*[4])	VI
Prodromites: auch die Umschlagloben mehrspitzig . .	*Gorbyi*[5])	I

II. *Glyphioceratidae*

Externlobus schon frühzeitig geteilt, also MELUKI; U liegt meistens außerhalb der Naht. Gattungen ohne Rippen oder Knoten sind *Muensteroceras*, *Anthracoceras* und *Glyphioceras*; Rippen oder Nabelknoten haben, wenn auch nur vorübergehend, *Pericyclus*, *Homoceras*, *Eumorphoceras* und *Gastrioceras*. Lobenvermehrung von U aus nur außen: *Paralegoceras* und *Agathiceras*, außen und innen: *Schistoceras*. — Lobenspaltung bei *Dimorphoceras*, *Pericleïtes* und *Shumardites*.

Muensteroceras: (M)ELUKI. Externlobus mit parallelen Schenkeln; Mediansattel meist klein, ohne echten Medianlobus.

1. Anwachsstreifen einbogig, hochmündig		
Umschlag = 1/2 Wh, Nabel weit (1/3 Dm) . . .	*Oweni*[1])	I
» = 1/2 » , » eng (1/5—1/6 Dm) .	*parallelum*[2])	I
» = 1/3 » , » ziemlich weit (1/4 Dm)	*rotella*[3])	IIα
» = 1/3 » , » eng (1/10 Dm) . . .	*complanatum*[4])	IIα
2. Wie 1, aber breitmündig		
Alterswindung gerundet, Nabel mittelweit (1:3,5 Dm)	*corpulentum*	IIβ
» abgedacht, Nabel enger (1/5 Dm) .	*cordatum*[5])	IIβ
» seitlich abgeplattet, Nabel weiter (1:2,5 Dm)	*Browni*[6])	IIβ
3. Anwachsstreifen geradlinig; breitmündig, Nabel ab 9 mm stationär	*sphaeroidale*	IIβ—γ
hochmündig, Nabel 1/3—1/6 Dm	*Barroisi*	IIγ
4. Anwachsstreifen zweibogig,		
Nabel im Alter verengert	*angustilobatum*	IIβ
» » » erweitert, Umschlag = 1/2 Wh .	*ovatum*	IIβ
» » » » , » < 1/2 » .	*inconstans*	IIγ
» unveränderlich eng, » > 1/2 » .	*truncatum*	IIIα

---

[1]) »*mixolobus*«, Dollé, 1912, S. 254, Taf. 7, Fig. 2.
[2]) »*mixolobus*« de Koninck, 1880, S. 122, Taf. 50, Fig. 13.
[3]) Dollé, 1912, S. 256, Taf. 7, Fig. 3.
[4]) Karpinsky, 1889, S. 8, Taf. 1, Fig. 4.
[5]) Smith, 1903, S. 37, Taf. 13, 15, Fig. 1, 2.
[1]) Smith, 1903, S. 120, Taf. 19, Fig. 3—8.
[2]) Smith, 1903, S. 121, Taf. 16, Fig. 3 und 19, Fig. 1 u. 2.
[3]) de Koninck, 1880, S. 106, Taf. 49, Fig. 14.
[4]) de Koninck, 1880, S. 106, Taf. 46, Fig. 4.
[5]) Foord, 1903, S. 188, Taf. 47, Fig. 2.
[6]) Foord, 1903, S. 175, Taf. 46, Fig. 4.

Pericyclus: wie *Muensteroceras*, aber berippt und auch Formen mit divergierenden Schenkeln des Externlobus umfassend

1. E parallelwandig, Rippen mit Außenbucht		
a) enggenabelt (Umschlag $> 1/2$ R)		
ohne Rippengabelung	*princeps*[1])	IIα
mit » und Kiel	*carinatus*	IIβ
b) weitgenabelt (Umschlag $< 1/2$ R), Rippenvermehrung ohne Gabelung		
scheibenförmig, Dm : Wh = 3,2	*clanensis*[2])	IIβ
»	*subplicatilis*[3])	IIβ
von mittlerer Gestalt, Dm : Wb = 2,5	*plicatilis*	IIβ
rundlich, Dm : Wb = 1,7	*doohylensis*[4])	IIβ
2. E divergentwandig, Rippen mit Außenbucht		
mit groben Gabelrippen, sehr weitnabelig	*funatus*[5])	IIβ
» » » , ziemlich weitnabelig	*fasciculatus*	IIβ, γ
engberippt, enggenabelt	*multicostatus*[6])	IIβ
3. E divergentwandig, Rippen ohne Außenbucht		
enggenabelt, breitmündig, (Umschl. = 1/2 Wh, Wb = 1 1/2 Wh)	*Kochi*	IIγ
enggenabelt wie vor. Mdg. so hoch wie breit	*Kayseri*	IIγ
weitgenabelt, hochmündig (Umschl. = 1/3 Wh)	*Hauchecornei*	IIγ
enggenabelt, hochmündig, nur schwache Nabelrippen	*Malladae*[7])	IIγ

Nomismoceras: scheibenförmig, Schlußwindungen hochmündig, mit starkem äußeren Seitenvorsprung der Anwachsstreifen

1. weitgenabelt, ohne sekundäre Umschlagloben		
ohne hochmündige Schlußwindung	*spiratissimum*	IIγ
ohne Randfurche	*Frechi*	IIγ u. II
mit sanfter Randfurche	*vittiger*[8])	IIIα
2. enger genabelt (N/Dm 1/3), mit scharfer Randfurche		
unberippt	*germanicum*	IIIα
scharf berippt	*Grimmeri*	IIIβ

Anthracoceras: linsenförmig mit geschlossenem Nabel. Anwachsstreifen stark zweibogig. Loben (wie bei der vorigen Gattung) gerundet

1. Kleinwüchsig; *Glyphioceras*-ähnliche Jugendformen nur bis 5 mm		
Mediansattel erreicht halbe Höhe von E	*atratum*	IIIβ—IV
» ganz niedrig	*arcuatilobum*	IVβ—Vα
» = 1/3 E	*Vanderbeckei*	Vδ
2. Großwüchsig; *Glyphioceras*-ähnliche Jugendwindungen über 8 mm		
Nabelfeld eingesenkt	*discus*	Vγ
Nabel geöffnet	*aegiranum*	Vε

Glyphioceras: Gestalt rundlich, enggenabelt. Loben MELUKI, wobei E nach vorn stark verbreitert, U auf der schmalen Nabelwand

Erste Unterscheidungsmethode: Zahl der Spirallinien von Nabelkante bis Mitte Außenseite

etwa 16	*subcircularis*	IIIγ
» 24	*spirale*	IIIα
» 36	*granosum*	IIIγ
» 75	*crenistria*	IIIα
» 95	*striatum*	IIIβ

[1]) de Koninck, S. 116, Taf. 49, Fig. 1, 2.
[2]) Foord, S. 151, Taf. 41, Fig. 1.
[3]) Foord, S. 142, Taf. 48, Fig. 1.
[4]) Foord, S. 138, Taf. 37, Fig. 8.
[5]) Foord, S. 134, Taf. 38, Fig. 5, 39.
[6]) Foord, S. 139, Taf. 37, Fig. 7.
[7]) Barrois, 1882, S. 293, Taf. 14, Fig. 4.
[8]) Phillips, 1836, S. 237, Taf. 20, Fig. 59, 60.

Zweite Unterscheidungsmethode: Verlauf der Anwachsstreifen in Jugend und Alter

1. Schwacher äußerer Seitenvorsprung, der in der Jugend fehlt:
   - schwache Spiralskulptur, sehr zackige Lobenlinie — *crenistria* — IIIα
   - eine walzenförmige Art ist hier vielleicht anzuschließen — *involutum*[1]) — IIIα
   - starke Spiralskulptur, gerundete Sättel — *spirale* — IIIα
2. Ziemlich kräftiger äußerer Seitenvorgang schon in der Jugend — *striatum* — IIIβ
   - Unterarten: walzenförmig — » *ovale* — IIIβ
   - kugelig — » *sphaericum* — IIIβ
   - normal + hochmündig — » *striatum* — IIIβ
   - mit kräftiger Radialskulptur — » *falcatum* — IIIβ
3. Der äußere Seitenvorgang ist im Alter verschwunden, wo Anwachsstreifen einbogig — *granosum* — IIIγ
   - Unterarten: normal + kugelig — » *poststriatum* — IIIγ
   - hochmündig — » *spiraloides* — IIIγ
   - ohne Spiralskulptur — » *umbilicus* — IIIγ
4. Anwachsstreifen in der Jugend vorgezogen, erst oberhalb 12 mm mit Außenbucht:
   - mit kräftiger Spiralskulptur — *subcircularis* — IIIγ
   - ohne Spiralskulptur — *leodicense* — IIIδ

Homoceras: Im 1. Stadium Nabelkante erhoben und geknotet, im 2. Einschnürungen nur außerhalb der Nabelkante, im 3. eine äußere Randfurche und im 4. eine Zuschärfung der Außenseite vorhanden. Lobenlinie MELUKI, Anwachsstreifen vorgezogen bis stark zweibogig

- Nur Stadium 1 und 2 — *beyrichianum* — IIIδ
- Stadium 1, 2, 4; bei 20 mm
  - Wh = 4 + 5, Wb = 8; Einschnürungen nicht außen verbunden — *discus* — IIIα
  - Wh = 5 + 4, Wb = 7; einzelne Einschnürungen außen verbunden — *brüningianum* — IIIβ
  - Wh = 5 + 3, Wb = 9; alle Einschnürungen außen verbunden — *meslerianum* — IIIγ
- Stadium 1, 2, 3, 4; bei 20 mm
  - Wb = 4 mm (schlankere Form) — *Burhennei* — IIIβ
  - Wb = 6 mm (dickere Form) — *coronula* — IIIγ

Eumorphoceras: Im 1. Stadium Nabelrippen, am Ende desselben eine Längsfurche außen am Steinkern; im 2. wachsende Erhöhung, im 3. eine äußere Randfurche, im 4. eine Zuschärfung der Außenseite vorhanden. Lobenlinie und Anwachsstreifen ähnlich wie bei der vorigen Gattung.

- Nur Stadium 1 und 2 — *subreticulatum* — IVα
- Nur Stadium 1 und 3 — *bisulcatum* — IIIδ
- Stadium 1, 2, 3:
  - Spiralskulptur überwiegend — *ornatum* — IVα
  - » schwächer als Anwachsstreifen — *bilingue* — IVγ
  - » fehlt — *superbilingue* — IV
- Stadium 1, 2, (3), 4:
  - in der Jugend 30 Nabelrippen — *inconstans* — IVα
  - » » » 23 » — *reticulatum* — IVβ
  - » » » 45 » — *carinatum* — Vα

Gastrioceras: Erstes Jugendstadium ohne Nabelkante mit Nabelrippen. Später geknotete hohe Nabelkante und breite Nabelwand. Lobenlinie ELUKI, wobei U von der Naht entfernt liegt. Anwachsstreifen zeitweise oder im ganzen nur wenig vorgezogen

1. Spiralskulptur in mittlerem Alter auch außen:
   - niedrigmündig mit schräger Nabelwand — *Martini* — Vα
   - ziemlich niedrigmündig mit steiler Nabelwand — *rurae* — Vα
2. Spiralskulptur nur randlich, hohe Nabelkante früh:

[1]) de Koninck, 1880, S. 110, Taf. 47, Fig. 8.

niedrigmündig mit schräger Nabelwand	*Listeri*	Vβ
hochmündig mit senkrechter »	*subcrenatum*	Vβ
3. wie 2, aber bei mittlerer Größe noch runder Nabelrand und geradlinige Anwachsstreifen:		
enggenabelt mit Nabelrippen	*circumnodosum*	Vγ
sehr enggenabelt ohne Nabelrippen	*macrocephalum*	Vγ
4. Spiralskulptur überwiegend, hochmündig	*catharinae*	Vδ
Paragastrioceras: Wie vorige, aber Anwachsstreifen stark vorgezogen	*marianum*	VI
Paralegoceras: Lobenlinie $MELU_1U_2KI$, ein zweiter Umschlaglobus ist also hinzugekommen; Gestalt weitgenabelt-hochmündig	*alienum*	Vγ
Dimorphoceras: Lobenlinie $M\overset{E}{\underset{\|\|\|}{\text{O}}}\overset{L}{\underset{\|\|\|}{\text{O}}}UKI$, also Lobenzerschlitzung in E und bisweilen auch in L. Gestalt enggenabelt-hochmündig mit stark zweibogigen Anwachsstreifen, ähnlich *Anthracoceras*		
1. Gekielt, 2 Zacken von E verschieden	*Brancoi*	IIγ
2. Ungekielt. 2—3 Zacken von E einander ähnlich		
E 2spitzig, L 1spitzig	*Gilbertsoni*[1])	III—V
E 2spitzig, L 2spitzig	*discrepans*[2])	III—IV
E 3spitzig, L 2spitzig	*Looneyi*[3])	III—IV
E 3spitzig, L 3spitzig	*Looneyi* var. *saharica*[4])	IIIγ
E 5spitzig, L 3spitzig	*denticulatum*	IIIγ

Gattung **Aganides** (Montfort) Fischer

Es erscheint sowohl korrekt als auch zweckmäßig, an dem Namen *Aganides* festzuhalten gegenüber *Brancoceras* Hyatt wie auch gegenüber *Imitoceras* Schindewolf (1923, S. 326), weil Fischer 1887 festgestellt hat, daß Montfort's Gattungstyp ein *rotatorius* Kon. war.

Eng- oder ungenabelt, Externseite gerundet oder zugeschärft. — Anwachsstreifen einbogig oder grade. — Lobenlinie ELUKI.

Die oberdevonischen Arten haben durchweg einen relativ breiten Laterallobus, an der Grenze des Untercarbon treten Formen mit schmalem und tiefem Laterallobus auf, ferner solche mit einer subumbonalen Bucht der Anwachsstreifen und solche mit zugeschärfter Externseite. Die erste der so gekennzeichneten drei Gruppen ist auf die Stufe I, vielleicht nur deren untere Zone, beschränkt; sie ist erst neuerdings durch Schindewolf beschrieben worden. Die zweite Gruppe ist mit *A. infracarbonicus* gleichfalls in Stufe I am häufigsten, reicht aber mit *A. ornatissimus* bis IIγ hinauf. Formen mit zugeschärfter Externseite sind wahrscheinlich mehrfach gebildet worden, so daß die dritte Gruppe keine natürliche, sondern nur eine künstliche Einheit wäre. Abseits von den anderen Arten stehen *sciotoensis* und *prorsus* mit zweibogigen Anwachsstreifen.

Stammesgeschichtlich ist die Gattung *Aganides* von größter Bedeutung, weil in ihr sämtliche Carbon-Goniatiten wurzeln. Die Tendenz, die zur Entstehung der beiden divergierendn Familien der *Prolecanitidae* und der *Glyphioceratidae* geführt hat, scheint in beiden

[1]) Crick und Foord, 1897, S. 221, Fig. 105.
[2]) » » » , 1897, S. 222, Fig. 106.
[3]) » » » , 1897, S. 224, Fig. 107.
[4]) Dollé, 1912, S. 250, Fig. 2c, Taf. 7, Fig. 6.

Fällen zuerst eine Abflachung des Gehäuses bewirkt zu haben: in dem einen Fall durch Weitnabeligkeit, in dem anderen durch Erweiterung der Schale im Bereich des Externlobus, so daß dieser einem Mediansattel Platz gab.

In Stufe III oder darüber hat sich noch kein *Aganides* gefunden, abgesehen von einer Angabe Frech's (Lethaea, S. 293), die ich noch nicht nachprüfen konnte. Verschiedene Angaben, nach denen die Gattung bis ins Perm reichen soll, beruhen auf Gemmellaro's Beschreibung des »*Brancoceras pygmaeum*« (1890, S. 32, Taf. D, Fig. 27—29), in welchem, anscheinend durch Entwicklungshemmung, eine *Aganides*-Lobenlinie aus einem längst höher differenzierten Stamm von neuem gebildet wird.

Aganides Gürichi Frech

Taf. 19, Fig. 1

1902. *Aganides Gürichi* Frech, S. 76, Taf. 3, Fig. 22, Textfig. 32.
1923. *Imitoceras Gürichi* Fr., Schindewolf, S. 331, Taf. 15, Fig. 1, 16, Fig. 1, Textfig. 4d.
1924. *Aganides Gürichi* Fr., Schmidt, S. 118, 150.

Eine gründliche Beschreibung findet sich bei Schindewolf. Die dort Textfig. 4 d gegebene Querschnittsfigur ist ungewöhnlich schmal, die Maßangaben des Textes geben umgeschrieben einen Mittelwert Dm = (28 + 18); Wh = (18 + 10); Wb = 20 (13).

Vereinzelt schon im Oberdevon, sehr verbreitet in Zone I α.

Aganides quadripartitus Münster

1923. *Imitoceras quadripartitum* Mstr., Schindewolf, S. 333, Taf. 15, Fig. 7.
1924. *Aganides quadripartitus* Mstr., Schmidt, S. 118, Taf. 6, Fig. 7—9.

Diese von Schindewolf aus Zone I α wie aus der Grenzschicht von Schleiz beschriebene Art fand ich ziemlich häufig in der oberdevonischen *Wocklumeria*-Zone des Hönnetals.

Aganides intermedius Schindewolf

Taf. 19, Fig. 2

1923. *Imitoceras intermedium* Schindewolf, S. 333, Taf. 16, Fig. 2, Textfig. 4f.
1924. *Aganides ornatissimus* Kon., Schmidt, S. 149, Taf. 8, Fig. 3, 4.

Die Angaben Schindewolf's, daß diese Art die Mitte hält zwischen *Gürichi* und *infracarbonicus*, ist nach den mitgeteilten Maßen wohl dahin etwas zu modifizieren, daß das Verhältnis von Halbmesser (Wh) und Erhöhung (Mh) also das Wachstumsmaß, durchaus verschieden von dem von *Gürichi*, dagegen gleich dem von *infracarbonicus* ist. Wenn, wie ich jetzt annehme, die von mir als *ornatissimum* Kon. bestimmten kleinen Formen von Stockum auch hierher gehören, würde sich in der Engnabeligkeit der Jugendwindungen ein Unterschied gegen beide genannten Arten feststellen lassen. Bei dem von Schindewolf angegebenen Vorkommen von Wocklum (= Borke-Wehr) wird nicht mehr festzustellen sein, ob das Stück devonisch oder carbonisch ist. Es liegen mehrere Exemplare vor aus dem Hönnetal und von Drewer, beides Zone I α, in welcher die Art nach Schindewolf's Angaben auch sonst verbreitet ist.

Aganides infracarbonicus Paeckelmann

Taf. 19, Fig. 4

?1898. *Goniatites* sp., Whidborne, Taf. 4, Fig. 1.
1923. *Imitoceras Denckmanni* Wdk., Schindewolf, S. 336, Taf. 15, Fig. 5, 6, Textfig. 4h.
1924. *Aganides infracarbonicus* Pkl., Schmidt, S. 119, 149.

Schindewolf's Bezeichnungsweise ist nach den Regeln der Priorität zu ändern, zumal er selbst (1921, S. 145) die Identität der von Paeckelmann und von Wedekind beschriebenen Arten feststellen konnte. Die Identität der eigentlich ältesten Art *substriatus* Münster soll unsicher sein. Bezüglich der Merkmale dieser in letzter Zeit oft genannten häufigen Art ist nachzutragen, daß im Bereich der stark entwickelten Nabelsenke sich eine Bucht der Anwachsstreifen zeigt. Diese ist bei dem jüngeren *A. ornatissimus* Kon. noch bedeutend breiter, bei *A. Gürichi* dagegen erst schwach angedeutet. — Allenthalben in I α, vereinzelt auch schon im Oberdevon.

Aganides ornatissimus Koninck

1889. *Brancoceras ornatissimum* Kon., Holzapfel, S. 23, Taf. 1, Fig. 4, 5.
1922. *Aganides ornatissimus* Kon., Paeckelmann, S. 286.

Ein von Paeckelmann in tieferen Tournai-Schichten von Kirchenfeld bei Elberfeld gesammeltes Exemplar zeigt keine Skulptur, so daß die Bestimmung unsicher bleiben muß. Holzapfel's Bestimmung der Erdbach-Breitscheider Form ist nicht anzufechten. Sehr bemerkenswert ist seine Feststellung, daß kleine Exemplare flacher sind als große, weil das eine Ausnahme von der sonst allgemein geltenden Wachstumsregel der Goniatiten ist.

Aganides varicosus Schindewolf

Taf. 19, Fig. 6; Taf. 23, Fig. 1

1923. *Postprolobites varicosus* Schindewolf, S. 405, Textfig. 13b.
1924a. *Aganides varicosus* Schdw., Schmidt, S. 87, Textfig. 1b.

Die Merkmale, durch welche sich nach Wedekind und Schindewolf *Postprolobites* vor *Aganides* auszeichnet, sind nach meiner Ansicht nur die normalen Jugendmerkmale von *Aganides* selbst; daß die ganz gleichartigen Lobenlinien auf verschiedene Weise entstanden wären, ist nicht bewiesen. Formen normaler Größe mit jugendlichen Merkmalen finden sich so gut wie bei anderen Goniatiten auch bei *Aganides*, und zwar, wie sich aus Schindewolf's Zusammenstellung (a. a. O., S. 404) ersehen läßt, mehrmals. *A. varicosus* hat anscheinend in Zone I α eine nicht unbeträchtliche Verbreitung, lag mir jedoch nur in ungünstig erhaltenen Exemplaren vom Hasselbachtal, von Drewer und von Langenaubach vor.

Aganides prorsus n. sp.

Textfig. 3

1924. *Aganides* cf. *sciotoensis* M. u. F. Schmidt, S. 150, Taf. 8, Fig. 6.

Eine kleine Form mit abgeplatteten Flanken und flach gewölbter Außenseite. Die Jugendform ist weitgenabelt, der Nabel bleibt offen (2 mm bei 10 wie bei 17 mm). — Die Schenkel des Externlobus stehen

parallel, der Außenschenkel des bedeutend tieferen, in die vorhergehende Sutur eingreifenden Laterallobus verläuft in gleicher Richtung. Umschlaglobus klein. — Die Anwachsstreifen treten scharf hervor, sie sind zweibogig mit kräftigem äußerem Seitenvorsprung und deutlicher Außenbucht. Vier oder mehr deutliche Einschnürungen, auch der Schalenoberseite, laufen ihnen parallel. Bisweilen sind Andeutungen von Spiralskulptur erkennbar.



Fig. 3. *Aganides prorsus* n. sp.
Zone 1α, Stockum bei Arnsberg. Querschnitt nach Photographie, Vergr. 4 : 1.

Daß die Stockumer Stücke nicht etwa nur Jugendformen einer anderen Art sind, hat sich dadurch bestätigt, daß ich neuerdings die gleiche Art bei Gattendorf und im Hönnetal sammeln konnte. Die vorwärts gebogenen Anwachsstreifen machen eine Verwechselung mit Jugendformen anderer Arten unmöglich.

Bei Vergleichung mit *sciotoensis* M. u. F. (Smith 1903, S. 116, Taf. 8, Fig. 2) ist zu beachten, daß es sich dort um ein mehrfaches der hier beobachteten Größe handelt. Die vorgebogenen Anwachsstreifen sind beiden gemeinsam, die trichterförmige Einsenkung des Nabelfeldes unterscheidet die amerikanische Art von der unsrigen.

Für beide ließe sich leicht eine neue Gattung definieren, die Isolierung einer so kleinen Gruppe erscheint jedoch wenig erwünscht. Es würden sich vor allem die engsten Beziehungen zum Rest von *Aganides* ergeben: Bei dem von mir 1924, Taf. 8, Fig. 6 abgebildeten Stück von *prorsus* legen sich vorübergehend die Anwachsstreifen in ihrer Gesamtheit rückwärts, ein äußerer Seitenvorsprung kann beispielsweise bei *Yakowlewi* Wdk. schon vorkommen, und schließlich ist der Seitenvorsprung ja auch bei *infracarbonicus* und *ornatissimus* nach außen verschoben.

Zone Iα, Gattendorf, Hönnetal, Stockum.

Aganides acutus Schindewolf

Taf. 19, Fig. 5

1923. *Imitoceras acutum* Schindewolf, S. 338, Taf. 15, Fig. 3, 4, Textfig. 4e.

Die Zuschärfung der Externseite, die auch bei anderen Arten vorkommt, ist bei *Aganides acutus* am stärksten. Schindewolf's Beschreibung kennt überhaupt keine Jugendformen, an denen die Zuschärfung noch nicht zu sehen wäre, sie muß daher bei 10 mm Durchmesser schon vorhanden sein. Wie ein Exemplar von Drewer (Taf. 19,

Fig. 5) zeigt, ist sie sogar bei 5 mm schon da, fehlt jedoch bei 3 mm. Die sehr ausgesprochene Abplattung der Seiten hat die gleiche Lage wie bei *A. Gürichi,* sie fällt am Projektionspunkt mit 15° ein. Wenn jedoch Schindewolf's Zeichnung des Querschnittes auch ein gleiches Verhältnis zwischen größerem und kleinerem Halbmesser, also ein gleich schnelles Anwachsen wie bei *A. Gürichi* zeigt, ist das nach den übrigen Angaben auf ein Verhältnis von 23 : 17,5 zu korrigieren. Gattendorf und Drewer, Zone I α.

Aganides carinatus H. Schmidt

Taf. 19, Fig. 3

1924. *Aganides carinatus* H. Schmidt, S. 149, Taf. 8, Fig. 5.

Diese Art, seinerzeit ohne Kenntnis der vorigen beschrieben, erhält die Zuschärfung der Externseite bedeutend später, erst oberhalb 20 mm. Für das einzige vorhandene große Exemplar aus dem Hangenbergkalk von Balve konnte durch ein Querschnittspräparat nachträglich die Zusammengehörigkeit mit den kleinen Stockumer Exemplaren sichergestellt werden. *A. carinatus* ist wahrscheinlich von *A. intermedius* abzuleiten, von dem es in der Jugend nicht zu unterscheiden ist.

Gattung **Gattendorfia** Schindewolf

Gattendorfia, die sich an *Aganides* unmittelbar anschließen läßt, ist für die Schichten an der Devon-Carbon-Grenze sehr bezeichnend. Die Weitnabeligkeit der Jugendwindungen und das Abrücken des Umschlaglobus von der Naht geben ihr das Gepräge, also Merkmale, die bei *Aganides*-Arten, wie *infracarbonicus,* schon angedeutet sind. Die von Schindewolf 1923, S. 396 gegebene Beschreibung der Skulpturen möchte ich nicht unter die Gattungsdiagnose aufnehmen. Zweifellos besteht auch eine nahe Verwandtschaft mit *Paralytoceras* Frech, dessen einziger Vertreter *P. crispum* Tietze von Ebersdorf vielleicht auch in das unterste Carbon gehört (vgl. Schindewolf 1923, S. 397 Anm.). Einer Zusammenlegung der beiden Gattungen zu einer, die den älteren Namen *Paralytoceras* führen müßte, steht das bei flacher Form ja zu erwartende Zusammenfallen von Naht und Umschlaglobus bei *Par. crispum* entgegen.

Gattendorfia crassa H. Schmidt

Taf. 19, Fig. 9

1924. *Gattendorfia crassa* H. Schmidt, S. 151, Taf. 8, Fig. 9—11.

Im Hangenbergkalk des Hönnetals fand ich noch weitere Exemplare von 7, 30 und 50 mm Größe; sie befinden sich im Göttinger Museum.

Gattendorfia subinvoluta Münster

Taf. 19, Fig. 8

1924. *Gattendorfia subinvoluta* Mstr., Schmidt, S. 151, Taf. 8, Fig. 7, 8.

Zu der Beschreibung Schindewolf's (1923, S. 409) ist zu bemerken, daß ein gerader Verlauf der Anwachsskulpturen nur bei

den niedrigmündigen Jugendwindungen festgestellt ist; an größeren Stücken, wo die Windungshöhe schon mehr als $^1/_3$ mm Durchmesser beträgt, beobachtete ich eine kräftige Externbucht. Die Art ist sehr verbreitet in der Zone I α, sie lag mir in guten Stücken namentlich aus dem Hönnetal vor.

Gattendorfia nodosa n. sp.

Taf. 19, Fig. 10, Taf. 23, Fig. 2, 3

Jugendformen bis 15 mm der *Gattendorfia subinvoluta* ähnlich, nur etwas schneller anwachsend und mit groben, rhythmisch verstärkten Anwachslamellen. Im Alter wird der Windungsquerschnitt hoch rechteckig, die Außenseite sogar etwas konkav, und es entwickeln sich auf den Flanken deutliche, am äußeren Ende keulenförmig verdickte Rippen, die ebenso wie die Anwachsstreifen schräg nach rückwärts liegen. Auf der Außenseite beschreiben die Anwachsstreifen eine breite Bucht. — Die Lobenlinie zeigt einen Umschlaglobus, der noch bedeutend weiter außen liegt als bei *G. subinvoluta*.

Ein Bruchstück eines etwa 30 mm großen Exemplars von Drewer und mehrere aus dem Hönnetal habe ich bisher als unbestimmbar außer Betracht gelassen. Erst neuerdings fand ich im Hönnetal das Taf. 23, Fig. 2 abgebildete Stück, das den Zusammenhang mit normalen Gattendorfien zu finden erlaubte und ein zweites etwas kleineres, das nach innen zu vollständiger ist und die Präparation der Lobenlinie erlaubte. Das erste und die beiden letztgenannten Stücke befinden sich im Göttinger Museum, weitere in Berlin.

Gattung **Pseudarietites** Frech

Die Gattung wurde von Frech 1902, S. 62 für *Ps. silesiacus* Fr. aufgestellt, dessen genaues Lager nicht bekannt ist; es erscheint nicht ausgeschlossen, daß auch hier unter »Clymenienkalk Ebersdorf« die hangendste, schon zur Zone des *Protocanites Lyoni* zu rechnende Bank mitgerechnet wurde. Eine verwandte Art im sauerländischen Hangenbergkalk.

Pseudarietites westfalicus H. Schmidt

Taf. 19, Fig. 7

1924. *Pseudarietites westfalicus* H. Schmidt, S. 152, Taf. 8, Fig. 12, 13.

Es ist weiteres Material aus dem Hönnetal und vom Hangenberg hinzugekommen, darunter ein Stück mit deutlichen Loben (Göttinger Sammlung). E ist tief und am Grunde offen, L stumpf-rechtwinklig und U nicht vorhanden. Bei den inneren Windungen fehlt auch L, die Lobenlinie verläuft vollkommen geradlinig über die Seiten.

Gattung **Protocanites** H. Schmidt

Beim Aufteilen der Gattung *Prolecanites* Mojs. durch Schindewolf (1922, S. 15) hätte berücksichtigt werden müssen, daß nicht *Lyoni*, sondern nach der ausdrücklichen Feststellung Hyatt's die von

Sandberger als *mixolobus*, hier als *serpentinus* bestimmte Art als Typus der Gattung *Prolecanites* anzusehen ist. Den widerstreitenden Ansichten gegenüber erscheint es korrekt, die zuerst ausgesprochene Meinung Hyatt's gelten zu lassen. Dann muß aber auch der Name *Prolecanites* bei der Art *serpentinus* bleiben. Schindewolf's *Metacanites* ist zu streichen, und sein auf die *Lyoni*-Gruppe reduzierter Name *Prolecanites* ist durch den von mir kurz zuvor (auch 1922) vorgeschlagenen Namen *Protocanites* zu ersetzen.

Für das Carbon leitet *Protocanites* eine leicht zu begrenzende Familie der *Prolecanitidae* ein mit *Merocanites, Prolecanites, Acrocanites, Pronorites* und *Prodromites*. Das Hauptmerkmal dieser Familie ist die Weitnabeligkeit, aus ihr ergibt sich der ziemlich geradlinige Verlauf der Anwachsstreifen und die Reduktion des Kehllobus. Sehr eigenartig ist die Lobenvermehrung bei den jüngeren Gattungen, wo eine steigende Zahl vermeintlicher sekundärer Umschlagloben aus dem Kehllobus hervorgehen. Solche Loben sind nach ihrer Entstehung als $K_1 K_2$ usw. zu bezeichnen. *Protocanites* selbst zeigt schon eine beginnende Reduktion des Kehllobus, ist aber sonst mit seinen oberdevonischen Vorgängern sehr eng verknüpft; von *Phenacoceras* unterscheidet ihn nur die Lage des Umschlaglobus, von *Gattendorfia*, die wohl als Ausgangsform anzusehen ist, nur das Fehlen der enggenabelten Altersform.

Protocanites Lyoni konnte als Leitfossil für die Zone I α gewählt werden. Von dem etwas jüngeren (I β) *Pr. geigenensis* sind nur wenige Reste bekannt geworden. Von den Arten der amerikanischen Kinderhook-Schichten gehören außer *Lyoni* M. u. W., *Greeni* Miller und *louisianensis* Rowley hierher. In II α bei Tournai hat sich in *Pr. clymeniaeformis* eine Form gefunden, die nach der Beschreibung de Koninck's (1880, S. 95, Taf. 49, Fig. 12, 13) herzurechnen ist. In Zone II β bei Zadelsdorf wurde *Pr. quadratus* Schdw. gefunden. Möglicherweise gehört schließlich noch *similis* Crick hierher; wenn, wie angegeben wird, die Windungen sich kaum berühren, ist in der inneren Lobenlinie kein Platz für den Kehllobus, dieser muß ganz herausgerückt sein und sieht auf der von Crick und Foord 1897, S. 260 gegebenen Abbildung wie ein zweiter Umschlaglobus aus.

Protocanites Lyoni Meek und Worthen

Taf. 19, Fig. 11

1879. *Goniatites Lyoni* M. u. W., Hall, S. 476, Taf. 72, Fig. 12, 73, Fig. 9—11, 74, Fig. 7.
1923. *Protocarites Lyoni* M. u. W., Schmidt, S. 153, Taf. 8, Fig. 14, 18.

Der Beschreibung ist noch hinzuzufügen, daß die Alterswindungen auch hier eine, allerdings nur geringe, Änderung der Form zeigen. Das von Spiegelhalter beschriebene, im Geologischen Institut zu Freiburg i. Br. aufbewahrte Schwarzwälder Exemplar zeigt bei einem Durchmesser von 100 mm eine etwas hochmündigere Schlußwindung und bei dem großen von Hall 1879, Taf. 72, Fig. 12 abgebildeten Bruchstück zeigt sich, daß die Alterslobenlinie durch ein Anwachsen des Lobus U bis zur Größe von L schon den Zustand von *Pr. geigenensis* fast erreichen kann.

Protocanites geigenensis H. Schmidt

Taf. 19, Fig. 12; Taf. 23, Fig. 4

1924. *Protocanites geigenensis* H. Schmidt, S. 153.

Es liegt nur ein etwas verdrückter und unvollständiger Steinkern aus dem Besitz des Geologischen Landesmuseums in Berlin vor, der in bezug auf die Lobenlinie gut mit den von Leyh abgebildeten Bruckstücken übereinstimmt. Der Querschnitt läßt sich danach noch ziemlich gut rekonstruieren (Taf. 19, Fig. 12): Die Windungshöhe wächst bedeutend schneller an als bei *Pr. Lyoni* (R : Wh ist hier = 1,8, dort = 2,4); die Form erscheint dadurch engnabeliger, ohne daß der Umschlagsteil der Windungen vergrößert wäre. — Dementsprechend sind die Loben U und K, die bei *Pr. Lyoni* noch annähernd gleich ausgebildet waren, sehr ungleich: die Verlängerung der Seiten macht sich dadurch bemerkbar, daß der Lobus U fast um die ganze Breite des Sattels U/K von der Naht abrückt und die Größe von L erreicht, K dagegen in der Größe zurückbleibt und dicht an die Naht heranrückt. — Skulpturen sind nicht bekannt.

Prot. clymeniaeformis de Koninck (1880, S. 95, Taf. 49, Fig. 13) hat das gleiche Einrollungsmaß, aber, soweit aus der Darstellung zu ersehen ist, eine vergleichsweise größere Windungsbreite und einen ganz zurückgebliebenen Kehllobus.

Protocanites quadratus Schindewolf

Taf. 19, Fig. 13

1922. *Prolecanites quadratus* Schindewolf, S. 11, 15.

Das geologisch jüngste Stück mit einer *Protocanites*-Lobenlinie stammt aus IIβ von Zadelsdorf und befindet sich im Geraer Museum. Da die Lobenlinie nur an dem kleinen Exemplar von 12 mm erkennbar ist, muß es als nicht ausgeschlossen bezeichnet werden, daß die Art in ausgewachsenem Zustand einen zweiten Umschlaglobus erhält und sich dadurch als zu Merocanites gehörig erweist.

Gattung **Merocanites** Schindewolf

Die Gruppe des »*Prolecanites*« *compressus*, von Mojsisovics morphologisch begründet, wurde vom Verf. 1921 (S. 544) als zeitlich festliegende Entwicklungsstufe der Prolecanitiden bezeichnet und von Schindewolf 1922 (S. 15) mit dem neuen Gattungsnamen *Merocanites* belegt. Ihr wichtigstes Kennzeichen ist das Vorhandensein eines fünften Lobenpaares, das zwar weit außerhalb der Naht liegt, nach seiner ontogenetischen Entstehung aus dem herausgerückten Kehllobus aber K_2 zu nennen ist. Die Lobenlinie ist also $ELUK_2K_1I$ zu schreiben. Eine andere Bezeichnungsweise der Lobenlinie, nämlich $ELU_2U_1U_3I$, begründet Schindewolf mit einer bildlichen Darstellung der Lobenentwicklung; seine Figur 1b zeigt wie meine kleinsten Präparate (1 mm Durchm.) die primären Loben ELUKI; 1c, 1d und 1e zeigen die Rückbildung von K zugunsten von U wie in der Gattung *Protocanites*, und 1f zeigt, daß ein neuer »äußerer Um-

schlaglobus« entstanden ist. Was die Figuren sonst noch zeigen sollen, stimmt nicht mit meinen Beobachtungen und auch nicht mit denen Karpinsky's überein, so daß ich Schindewolf's Darstellung für irrig halten muß insofern als der neue Lobus nicht durch Sattelspaltung, sondern durch Teilung des wie in Schindewolf's Figur 1d verbreiterten Kehllobus entsteht.

Die Unterschiede zwischen den irischen Formen und denen von Erdbach-Breitscheid sind gering, scheinen aber konstant zu sein, so daß auch die Merocaniten eine Unterscheidung der Zonen IIβ und IIγ ermöglichen. Mir liegt noch eine weitere Art vor, die, im übrigen dem *compressus* ähnlich, sich durch einen wohlausgebildeten Umschlag (daher auch kräftigen innen gelegenen Kehllobus) auszeichnet; die Stücke sind von Bordaleite im südlichen Portugal und sind vielleicht dieselben, welche F. Roemer 1876 als *Goniatites mixolobus* bestimmt hat. 1914 wurde diese Art als *Prolecanites algarbiensis* von Pruvost beschrieben.

Eine primitivere Gruppe bilden die amerikanischen Arten *marshallensis* Winch. und *Houghtoni* Winch., welche zu *Merocanites* gerechnet werden, weil für sie das Vorhandensein eines kleinen zweiten Kehllobus angegeben wird.

Aus Schindewolf's Zusammenstellung der *Merocanites* Arten sind zu streichen: »*discus*« (nach Foord ein Synonym von *compressus*), *similis* (zu *Protocanites*) und »*ceratitoides*« (zu *Prolecanites*).

Merocanites applanatus Frech

Taf. 19, Fig. 15

1882. *Goniatites Henslowi* Sow., Barrois, S. 294, Taf. 14, Fig. 3.
1889. *Prolecanites ceratitoides* v. B. und *Henslowi* Sow., Holzapfel, S. 42, 43, Taf. 3, Fig. 13, 14, Taf. 4, Taf. 5.
1897. » » » », Crick u. Foord, S. 251.
1902. » *applanatus* Frech, Taf. 46a, Fig. 9.
1902a. » *Holzapfeli* Fr. und *compressus* Sow., Frech, S. 66.
1909. » aff. *serpentinus* Holz., Bärtling, S. 9.
1922. *Merocanites Holzapfeli* Fr. und cf. *discus* M'Coy, Schindewolf, S. 15, Taf. 12, Fig. 1.
1924. » *applanatus* Fr., Schmidt, S. 113.

Eine gute Beschreibung findet sich unter *Prolecanites ceratitoides* bei Crick und Foord, eine gute Abbildung unter *Prol. applanatus* in der Lethaea. Lange Zeit habe ich, durch Holzapfel's Darstellungen veranlaßt, unter dem Erdbacher Material zwei Arten zu unterscheiden versucht, obgleich es mir nicht entging, daß seine Abbildungen ungenau sind und daß der größte Teil des reichlichen Berliner Materials in allen Merkmalen zwischen beiden liegt. Nachdem ich nunmehr selbst ein reichliches Material gesammelt, präpariert und gemessen habe, muß ich mich davon überzeugen, daß Holzapfel's »Arten« nur die extremen Varianten einer nicht einmal besonders stark variierenden Art sind. Zur Unterscheidung diente hauptsächlich der Grad der Entwicklung und die Höhe der Windungen. Beides läßt sich als Verhältnis von Windungshöhe zu Halbmesser bequem messen, es ergeben sich für Alters- und Jugendwindungen dieselben Werte (ein seltener Fall für Carbon-Goniatiten!). Ich erhielt 0,50, 0,53, 0,55, 0,56, 0,57,

0,58, 0,61, 0,61, 0,61, 0,62, 0,66, 0,66, 0,69; bei geeigneter Wahl der Klassen (0,50—0,54, 0,54—0,58 usw.) also eine glatte Binomialkurve mit einem Mittel von 0,59 und damit eine Annäherung an Holzapfel's »*Henslowi*« (mit einem Mittelwert von 0,63 nach den Abbildungen), während die große Mehrzahl zu »*ceratitoides*« (Mittelwert 0,48) gehören sollte. Das andere Unterscheidungsmerkmal, die relative Größe des Externlobus, variiert unabhängig davon, aber wieder so, daß die Normalform dem »*Henslowi*« näher steht als dem »*ceratitoides*«.

Zur Beschreibung ist hinzuzufügen: das Verhältnis von Windungsbreite zu Windungshöhe, im Mittel 1,5, schwankt zwischen 1,1 und 1,9, und zwar sind im allgemeinen die Jugendwindungen breiter, die Alterswindungen schmäler. Dementsprechend hört die Abplattung der Externseite im Alter auf; sie wird nur scheinbar wiederhergestellt durch zwei der Schale aufgesetzte Kanten von der gleichen Art, wie sie von Foord 1903, S. 205 für *Mer. compressus* beschrieben wurden. Die Lobenlinien wurden bisher noch nicht richtig dargestellt; nur der Innenlobus liegt innerhalb, die Kehlloben liegen ganz außerhalb der Naht. Die Anwachsstreifen sind nicht sichelförmig, wie Holzapfel angibt, sondern sind nur nahe der Naht etwas vorgebogen und verlaufen gerade über die Flanken (und die Externseite?).

Der wichtigste Unterschied gegen *M. compressus* (Taf. 19, Fig. 14) ist die steile Nabelkante oder der Umstand, daß hier die Breite von der Mitte der Windung bis nahe an die Naht die gleiche bleibt, während dort die Einsenkung zur Naht schon nahe der Mitte beginnt. Im allgemeinen sind auch die Windungen von *applanatus* etwas schmaler als bei *compressus*, zumal wenn dickere Varietäten wie *discoides* C. u. F. mit zu jener Art gerechnet werden. Das durchschnittliche Einrollungsmaß ist anscheinend dort etwas geringer (0,54) als hier (0,59). In der Lobenlinie ist kein Unterschied zu finden, die eckige Form von K_1, die an Foord's Abbildungen zunächst auffällt, ist an entsprechend großen Stücken von *applanatus* auch vorhanden.

Daß *Prolecanites ceratitoides* nicht mit unserer Art verwechselt werden darf, ergibt sich klar aus der Lobenlinie. M'Coy's Abbildung von »*Goniatites discus*« kommt zum Vergleich nicht mehr in Betracht, seit Foord gezeigt hat, daß das Original nichts anderes als ein *Mer. compressus* ist. Nach den Abbildungen von Barrois und der Beschreibung bei Crick und Foord gehört auch die asturische Form zu *applanatus*.

Merocanites asiaticus Karpinsky (1896) gehört vielleicht zu den Jugendformen dieser Art, die ja ebenso variieren wie die Altersformen.

In Deutschland ist *M. applanatus* häufig am Kramberg bei Erdbach (unweit Herborn) und war nicht selten in der liegendsten Schicht (unter dem normalen Culm) der Zeche Neudiepenbrock III bei Mülheim/Ruhr; das Material von dort befindet sich in der Bochumer Bergschule. Bei Warstein sammelte ich 9 Stücke, und Paeckelmann fand eines bei Barmen. Offenbar handelt es sich immer um die gleiche Schicht, Zone $II\gamma$.

Gattung **Prolecanites** Mojsisovics

Wie unter *Protocanites* bemerkt, hängt der Gattungsname *Prolecanites* an der als Typus gewählten Art, und das ist nach Hyatt (1883, S. 335) die von Sandberger, Taf. 3, Fig. 13 als *Gon. mixolobus* abgebildete Form, die jetzt als *serpentinus* zu bestimmen ist. Große Verwirrung besteht in der Literatur in bezug auf die Artnamen *serpentinus, ceratitoides* und *mixolobus*. Die beiden ersten erwiesen sich als auf die gleiche Art bezüglich. Der Name *mixolobus* wurde Phillips Beschreibung von 1836 zufolge für eine Form mit zweispitzigem Laterallobus, also einen *Pronorites*, gegeben; es ist also nicht richtig, wenn Crick und Foord sie für das als erstes von zwei verschiedenen Stücken abgebildete Original beanspruchen und mit diesem unter *Prolecanites* einreihen.

Die Gattungsdefinition besteht sehr einfach darin, daß gegenüber *Merocanites* mindestens ein weiterer äußerer Kehllobus hinzukommt; die Lobenformel heißt also $EL\,U\,K_2\,K_3\,(K_4)\,K_1\,I$. Der von Schindewolf (1922, S. 15) in der Definition von *Metacanites* angegebene Lobus »U_4« ist der Kehllobus, zwischen ihm und dem Innenlobus fehlt natürlich nichts mehr. Der Kehllobus kann, ebenso wie bei der vorigen Gattung, außerhalb der Naht liegen, dem Maß der Einrollung entsprechend; ontogenetisch ist er schon vor K_2 da, während K_3 oder gar K_4 erst spät auftreten (vergl. Taf. 23, Fig. 2 und Dollé 1912, Taf. 7, Fig. 1). Die Anwachsstreifen besitzen im allgemeinen keine Externbucht.

Innerhalb der Gattung läßt sich eine Fortentwicklung feststellen: *Pr. serpentinus* in Zone III α erhält den dritten Kehllobus spät, *perfectus* in III β früh, und bei quinquelobus in III γ stellt sich dazu auf spätem Wachstumsstadium noch ein K_4 ein. Mehr Arten als diese drei sind bisher nicht bekannt geworden.

Prolecanites serpentinus Phillips

Taf. 19, Fig. 16; Taf. 23, Fig. 5

1836. *Goniatites serpentinus* Phillips, S. 237, Taf. 20, Fig. 48—50.
1840. » *ceratitoides* v. Buch, S. 155, Fig. 3.
1841. » *mixolobus* Phillips, Taf. 51, Fig. 235b, c.
1844. » *ophideus* de Koninck, S. 564, Taf. 1, Fig. 6.
1850–56. » *mixolobus* Ph., Sandberger, Taf. 3, Fig. 13.
1880. » *serpentinus* Phill., de Koninck, S. 96, Taf. 50, Fig. 14.
1902. » *ceratitoides* v. B., Frech, S. 65; Lethaea. Taf. 46a, Fig. 10.
1922. *Metacanites ceratitoides* v. B., Schindewolf, S. 15.

Von dieser viel verkannten Art hat Phillips ein Jugendexemplar von 12 mm Durchm., L. v. Buch ein ausgewachsenes von 30 mm Durchm. abgebildet. Da die im Laufe des Wachstums vor sich gehenden Veränderungen nicht beachtet wurden, hat man seither wohl die verschiedensten fremden Arten mit den beiden Namen belegt, ihre Zusammengehörigkeit aber nicht erkannt.

Gehäuse verhältnismäßig schnell anwachsend, breitmündig (Wh : Wb = 1,2) Windungsquerschnitt gerundet: keine Nabelkante, Flanken nur bei größeren Stücken etwas abgeflacht, Externseite stets

breit gerundet. Die Höhe des Umschlags ist sehr gering, aber die Breite der inneren Wand beträchtlich (etwa $^1/_7$ des Umfangs gegenüber $^1/_{12}$ bei *Merocanites Holzapfeli*). Die Loben sind kurz und stark gerundet, sie erhalten erst spät ihre Spitzen. E ähnlich L, K_3 erscheint erst bei etwa 15 mm Durchm.; K_1 klein, dauernd innerlich. Schale glatt, nur bei einem Exemplar von Oese wurden sehr feine Anwachsstreifen beobachtet, die gerade umlaufen; de Koninck sowie Crick und Foord haben jedoch einen Externsinus beobachtet.

Zur Unterscheidung von den anderen *Prolecanites*-Arten mögen die folgenden, nur für einen Durchmesser von 30 mm geltenden Maße dienen:

	R : Wh	Wh : Wb	Zahl der Umgänge	K-Loben
serpentinus	0,65	1,2	4	K_3 als Eckchen
perfectus	0,69	?	5	K_3 fertig (wie K_2)
quinquelobus	0,72	2	$6^1/_2$	K_4 als Eckchen

Phillips hat größere Stücke, wahrscheinlich wegen der Zuspitzung der Loben, zu *mixolobus* gerechnet, und so kam außer *ceratitoides* auch *mixolobus* teilweise unter die Synonymik von *serpentinus*, namentlich Sandberger's Abbildung wurde unter diesem Namen häufig wiedergegeben und genannt, und ist von Hyatt (1883, S. 335) sogar zum Typus der Gattung gemacht worden. Obwohl es sich um ein großes Bruchstück handelt, ist K_3 nur ein kleines Eckchen, was gut mit der Herkunft übereinstimmt, denn Herborn ist III α. L. v. Buch's *ceratitoides* lag in guten Stücken vor, ein Exemplar der Göttinger Sammlung ist auf Taf. 23, Fig. 2 abgebildet; das Stück wurde unter Paraffinöl photographiert, so daß die Lobenlinie und die Vermehrung ihrer Elemente gut sichtbar wird. Daß Phillips' Darstellung mit gerundetem U und K_2 nur für Jugendexemplare zutrifft, ist übrigens schon aus Crick und Foord's Fig. 123 zu erkennen und aus den Angaben über das Sammlungsstück 39612, welches mit anderen Goniatiten der Zone III α auf einer Platte liegt.

Die von Dollé 1905 als *serpentinus* bestimmte Form ist ein *quinquelobus*; was Holzapfel 1889 aus den Erdbacher Goniatitenkalken als *ceratitoides* genannt hat, ist *Merocanites applanatus*, und die flachgedrückten kleinen Goniatiten aus den Posidonienschiefern, die von ihm (ebenda S. 44) auch als *ceratitoides*, von F. Roemer (1870, S. 53) als *mixolobus* und von anderen ähnlich bestimmt worden sind, gehören zu *Nomismoceras*.

Es lagen Stücke vor von Iserlohn (Kieselkalk), von Oese bei Menden (Plattenkalk der Zone III α) sowie von Hausdorf und Rotwaltersdorf in Schlesien (III α).

Prolecanites perfectus n. sp.

Taf. 19, Fig. 17; Taf. 23, Fig. 6

Die Zone III β hat ihren eigenen *Prolecanites*, welcher vielleicht nicht so selten ist, wie es zunächst scheinen möchte, aber noch niemals erkennbar abgebildet wurde. Zurzeit liegen nur flachgedrückte Exemplare von Aprath vor, das Querschnittsbild, Taf. 19, Fig. 17, ist

also nur eine Rekonstruktion. Die Windungshöhe nimmt zuerst langsamer, später etwas schneller zu als bei *Pr. serpentinus*, wie es zahlenmäßig aus der dort gegebenen Vergleichstabelle ersichtlich ist. — Der Lobus K_3 ist von derselben Gestalt wie K_2 und U, nur etwas kleiner. Die Anwachstreifen springen am Nabel vor und laufen dann gerade um.

Prolecanites quinquelobus Kittl

Taf. 19, Fig. 18; Taf. 23, Fig. 7

1905. *Prolecanites Henslowi* Sow. (oder *? quinquelobus*), Kittl, S. 675, Taf. 21, Fig. 13—17.
1912. » *serpentinus* Phill., Dollé, S. 251, Taf. 7, Fig. 1.
1922. *Metacanites* » Dollé (non Phill.) und *quinquelobus* Kittl, Schindewolf, S. 15.

Auf den ersten Blick sehen die von Kittl und von Dollé beschriebenen Formen sehr verschieden aus. Bringt man aber Dollé's Abbildung auch auf natürliche Größe, so stimmt auch die Gehäuseform mit den kleineren von Kittl abgebildeten Stücken überein. In der Jugend wächst die Windungshöhe sehr langsam, so daß bei 30 mm Durchm. schon $6^1/_2$ Umgänge vorhanden sind; bei dieser Größe ist aber andrerseits das Wachstumsmaß von *serpentinus* und *perfectus* bereits überholt worden: Weiterhin wird die relative Windungshöhe immer größer, so daß aus einer für Prolecanitiden extrem weitnabeligen Form schließlich eine extrem engnabelige wird. — Aus Dollé's photographisch gewonnener Abbildung ist deutlich zu ersehen, daß bei etwa 15 mm Durchm. ein vierter Umschlaglobus erscheint, genau in der gleichen Weise wie der dritte bei *serpentinus*. — Die Anwachsstrifen zeigen bei Kittl's Figur 17 eine Externbucht, bei Figur 16 nicht.

Beide genannten Vorkommen gehören höchstwahrscheinlich der Zone IIIγ an. Als drittes scheint jenes Phillip'sche Original herzugehören, welches Crick und Foord (wie gezeigt wurde, nicht mit Recht) als Original eines »*Prolecanites mixolobus*« in Anspruch genommen haben. Aus der Darstellung geht der starke Wechsel der relativen Windungshöhe deutlich hervor; die Lobenlinie ist da, wo sie reif sein könnte, nicht vollständig erhalten. In der Zone IIIγ Deutschlands fanden sich nur an einer Stelle, nämlich in den oberen Lautenthaler Schichten bei Clausthal (Bockswiese) kleine Jugendexemplare von nur 3 mm Durchm. (Taf. 23, Fig. 7). Diese zeigen deutlich das für die Art bezeichnende langsame Anwachsen der Windungshöhe im Anfang; die Lobenlinien sind natürlich noch unreif, weshalb die Bestimmung nicht als völlig gesichert gelten kann. Dies Vorkommen hat dadurch ein besonderes Interesse, daß es mir möglich war, die Lobenentwicklung von der Embryonalkammer an zu präparieren und dabei die Reduktion des Kehllobus zu zeigen.

Gattung **Acrocanites** Schindewolf

Acrocanites multilobatus Schindewolf

Den Namen und eine Zeichnung der äußeren Lobenlinie hat Schindewolf 1922 (S. 12, Fig. 2) gegeben. Es handelt sich um ein kleines Bruchstück von einem *Beloceras*-ähnlichen Gehäuse aus dem

Geoden-Horizont von Zadelsdorf, das im Geraer Museum aufbewahrt ist. Die Art etwa an *Prolecanites* anzuschließen, geht wegen der Gehäuseform und des geologischen Alters (II β) nicht an.

Gattung **Paraprolecanites** Karpinsky

Sandberger's Zeichnung der Lobenlinie, auf die Karpinsky diese Gattung begründet hat, ist offenbar nur eine willkürliche Kombination vom Externlobus eines *Pronorites* mit der übrigen Lobenlinie eines *Prolecanites*. Erst durch Dollé's Untersuchungen hat es sich herausgestellt, daß *Paraprolecanites* wirklich existiert. Nur die Benennung seiner Art, »*mixolobus* Sandbg.« muß geändert werden, weil sie sich auf eine Fehlbestimmung bezieht; ich schlage statt dessen *Paraprolecanites Sandbergeri* n. nom. vor. In Deutschland haben sich noch keine Reste davon gefunden.

Gattung **Pronorites** Mojsisovics

Es schien, als ob durch Karpinsky's gründliche Untersuchungen die Stammesgeschichte von *Pronorites* und damit die Herkunft der Medlicottiiden geklärt sei; *P. cyclolobus* und *postcarbonarius* zeigen jedoch bei Mitberücksichtigung der inneren Lobenlinie grundlegende Unterschiede: der Innenlobus ist hier einspitzig, dort zweispitzig, eine Lobenvermehrung im Bereich des Umschlags findet hier nur nach außen, nach Art der Prolecaniten, dort symmetrisch nach innen und außen statt. Da nach Tchernow (1907, S. 332) »*Pronorites*« *postcarbonarius* und *praepermicus* einem unausgewachsenen *Parapronorites* völlig gleichen, wird man sie, wenigstens bei stammesgeschichtlicher Betrachtung, am besten dieser Gattung anschließen. Zu *Parapronorites* wird man auch die Art *timorensis* stellen müssen, die Haniel (1915, S. 25) als Varietät von *Pronorites uralensis* aufgestellt hat; neuerliche Teilung einer Hälfte von L im Alter und symmetrische Anlage der Umschlagloben finden sich auch hier, allerdings ist I einspitzig, wie ich an mehreren guten Stücken von Somohole nachprüfen konnte, die mir Herr Prof. Brouwer-Delft freundlichst überließ. Leider war es bisher nicht möglich, die obercarbonischen Pronoriten zu untersuchen, die der Zeit und der äußeren Gestalt nach die Kluft überbrücken könnten. Das einzige, was die Literatur bietet, ist die Abbildung einer Septalfläche von *P. Siebenthali* (I. P. Smith 1903, Taf. 11, Fig. 6), und die zeigt einen echten *Pronorites*. Wenn die jüngeren Pronoriten auch involuter sind als die älteren, so ist doch der Umschlag (= »involuter Teil«) im Verhältnis zur Erhöhung (= »evoluter Teil« bei Karpinsky) stets kleiner als bei *Parapronorites*.

In Karpinsky's Bestimmungstabelle der Pronoriten (1889, S. 16) ist die Zahl der äußeren Kehlloben nicht berücksichtigt worden, und doch scheint diese zur Unterscheidung der Arten sehr geeignet: *tridens* hat 1, *Reyi* und *Siebenthali* 2, *cyclolobus* und *Barroisi* 3, *arkansensis*

und *uralensis* 5 äußere Kehlloben. Der Externlobus ist stets dreispitzig, der Laterallobus nur bei *tridens* (n. nom.!) (= *mixolobus* de Koninck 1880, S. 122, Taf. 50, Fig. 15) dreispitzig, sonst zweispitzig. Anwachsstreifen sind nur bei *cyclolobus* bekannt, wo sie einen sehr eigenartigen Verlauf haben. Wenn ich (1921, S. 543) hauptsächlich deshalb eine Abstammung von Gephyroceratiden als möglich bezeichnet habe, kann ich das heute nicht mehr aufrecht erhalten.

Pronorites ist im Carbon weltweit verbreitet, gibt aber kaum brauchbare Leitfossilien ab, weil sich seine Merkmale von Stufe II bis Stufe V nur wenig ändern. Die meisten Funde sind unter den Artnamen *cyclolobus* und *mixolobus* genannt worden. In Deutschland findet sich nur *cyclolobus*, eine nach Abtrennung einiger »Varietäten«, wie *arkansensis* und *uralensis*, ziemlich unmißverständliche Art. Phillips' zweite Art *mixolobus* hat, wie unter *Prolecanites* angegeben, zu einer Kette von Mißverständnissen Anlaß gegeben; ursprünglich ist damit weder ein *Prolecanites* gemeint, noch ein *Paraprolecanites* (Sandberger), noch eine Form mit dreispitzigem Laterallobus (de Koninck), vielmehr lag bei der Aufstellung der Art offenbar die richtige Beobachtung zugrunde, daß bei einer Größe, wo *cyclolobus* noch runde Loben zeigt, spitze Loben vorhanden waren. Dollé hat wohl Recht, wenn er diese Form mit einer aus der Zone III γ Nordafrikas identifiziert und als Artmerkmale die verhältnismäßig geringe Einrollung, den gerundeten Windungsquerschnitt und die Ungleichheit der beiden Teile des Laterallobus angibt. Formal nicht ganz richtig, aber aus praktischen Gründen wenigstens vorläufig sehr zu empfehlen ist die Ersetzung des alten Namens durch *Reyi* Dollé.

Die Art *Barroisi* ist von Karpinsky auf Grund der sich etwas widersprechenden Figuren von Barrois aufgestellt worden und noch nicht nachgeprüft, sie soll sich hauptsächlich durch die auseinanderstrebenden Spitzen des Laterallobus auszeichnen; die Vergesellschaftung mit *Merocanites applanatus* spricht für Zone II γ. Es folgt *cyclolobus* in III α und β, dann *Reyi* in III γ. — *P. arkansensis* Smith (1903, S. 43, Taf. 12, Fig. 12—15) soll auch noch in die Stufe III gehören, ist aber von *uralensis* Karpinsky (1889, S. 8, Taf. 1, Fig. 4) vorläufig nicht zu unterscheiden; diese nach Karpinsky's Angaben in Stufe VI zu stellende Art gehört nach Tchernow (1907, S. 331, Anm. 2) in den »mittleren Kohlenkalk«; für die nordamerikanische Art erscheint mir die Altersstellung nicht gesichert, vielleicht sind beide Formen identisch und altersgleich. Die von de Verneuil aus dem uralischen Obercarbon abgebildete Form hat nur 2 äußere Kehlloben wie *Siebenthali* Smith (1903, S. 47, Taf. 11, Fig. 5—7) aus Stufe V Nordamerikas, ist aber von diesem durch die Form der Loben stark verschieden. *Pr. Phillipsi* Karpinsky (1889, S. 4 u. 16) erscheint nicht genügend begründet, die zugrundegelegte Abbildung sollte vielleicht doch einen jungen *cyclolobus* darstellen.

Pronorites cyclolobus Phillips

Taf. 19, Fig. 15

1836. *Goniatites cyclolobus* Phillips, S. 237, Taf. 20, Fig. 40—42.
1850—56. » *mixolobus* Phill., Sandberger, Taf. 9, Fig. 6.
1850—60. » » und *cyclolobus* Roemer, Taf. 8, Fig. 14, Taf. 13, Fig. 3!, Taf. 27, Fig. 1.
1897. *Pronorites cyclolobus* Phill., Crick und Foord, S. 264.

Die Windungshöhe nimmt schnell zu (und erlaubt allein schon eine Unterscheidung von *Prolecanites*). Die Jugendwindungen bis 10 mm sind gerundet; im Alter (bis 60 mm beobachtet) wird der Windungsquerschnitt ganz rechteckig mit ausgesprochenen Randkanten und Nabelkanten. Von 30 mm an zeigt sich eine schmale Rinne auf der Mitte der Außenseite des Steinkerns. Die vollständige Lobenlinie wurde bei 6,15 und 30 mm Durchm. beobachtet; I ist ungewöhnlich tief, K_1 gut ausgebildet. Die Anwachsstreifen, die besonders an Lautenthaler Material oft zu beobachten sind, sind eigenartig, sie bieten das Gegenteil des zweibogigen Typus: an Stelle des inneren und äußeren Lateralvorsprunges je eine Bucht, dazwischen und daneben Bögen, drei an der Zahl. Über die Außenseite verlaufen die Anwachsstreifen gerade. Das mittlere Drittel der flachen Außenseite großer Exemplare trägt ziemlich eng stehende Rippen, ähnlich wie sie von Karpinsky (1889, S. 9, Taf. 1, Fig. 40) für *uralensis* beschrieben wurden. Eine sehr verbreitete Art; im Harz sammelte ich sie in Kieselschiefern des Steigertal-Niveaus und in mittleren Lautenthaler Schichten (III α und III β) als einzige Goniatiten-Art, die beiden Horizonten gemeinsam ist.

Gattung **Muensteroceras** Hyatt

Hyatt's Gattung *Muensteroceras* ist in Europa nicht oder nur in eingeschränktem Sinn angenommen worden, und doch ist ihre erste Definition (Hyatt 1883, S. 326) zweifellos richtig: Dort ist die Gattung als erste der Carbon-Goniatiten mit geteiltem Externlobus aufgefaßt und die Kleinheit des Mediansattels wie die Form des Externlobus (deep, often straigh-sided) als wichtigstes Merkmal vorangestellt worden. Später hat Haug (1898, S. 29) die Lage des Umschlaglobus außerhalb der Naht als wichtigstes Kennzeichen angesehen und einen Teil der Arten als »*Pronannites*« abgesondert, bei welchen der Umlobus auf der Naht liegen soll. Ihm folgte I. P. Smith (1903, S. 117), obgleich er feststellen konnte, daß das Abrücken des Umschlaglobus von der Naht eine sehr häufige Erscheinung ist. Auch Foord (1903, S. 218) unterschied zwei Gattungen, von denen er die eine als »*Beyrichoceras*« neu benannte, ohne allerdings einen Unterschied zwischen beiden anzugeben.

Zu ergänzen ist Hyatt's Beschreibung etwa folgendermaßen: Gehäuse beginnt weitnabelig und schlägt später wieder bis auf eine ziemlich engnabelige Form zurück. Sättel breit, Externlobus mit fast parallelen Schenkeln, mit nur kleinem Mediansattel. Die Anwachsstreifen, ursprünglich *Aganides*-ähnlich einbogig, können kräftig zweibogig oder auch geradlinig werden. Rippen und Knoten fehlen, auch auf den Jugendwindungen.

Unter den Arten betrachte ich als Typus *M. parallelum* Hall. Eine Art ist in Hyatt's Zusammenstellung zu streichen, *reticulatum* Phill., welches zu *Eumorphoceras* gehört. *Muensteroceras* tritt in Amerika im tiefsten Untercarbon auf (*parallelum* Hall, *Oweni* Hall u. a. m.), das mittlere Untercarbon ist dort sehr arm an Goniatiten und hat kein *Muensteroceras* geliefert, *M.? osagense* Swallow muß bei strenger Definition ausscheiden. In Europa ist die Gattung gerade im mittleren Untercarbon, von II α bis III α, sehr verbreitet, wobei sich namentlich die Formen aus II α an die amerikanischen Arten anschließen.

Es folgen einander die Arten: *complanatum* Kon. und *rotella* Kon., welche II α, die Fauna von Tournai, kennzeichnen; *corpulentum* Crick und *ovatum* Sow. aus II β Irlands; *inconstans* Kon. von Pauquis und Erdbach-Breitscheid, II γ, und zuletzt das bereits der Zone III α der Glyphioceras-Stufe angehörende weitverbreitete *truncatum* Phill. und vielleicht *micronotum* Phill. Einige weniger wichtige Arten kommen hinzu (vgl. Bestimmungstabelle, S. 29), aber keinesfalls so viele, wie von Crick (1899) und von Foord (1903) unterschieden wurden: schon die Abbildungen und Maßangaben dieser Autoren lassen erkennen, daß die Maßverhältnisse verschieden großer Querschnitte zur Unterscheidung verwendet wurden, die doch selbst bei einem Individuum ganz verschieden sein können. Darüber hinaus wären Untersuchungen an dem irischen Material darüber anzustellen, wie weit sich eine Variabilität in dem früheren oder späteren Übergang zu gewissen Altersstadien erkennen läßt, ehe die Zahl der wirklichen Arten festgestellt werden kann.

Muensteroceras sphaeroidale M'Coy

Taf. 20, Fig. 1

1844. *Goniatites sphaeroidalis* M'Coy, S. 15, Taf. 3, Fig. 18.
1889. *Glyphioceras mutabile* Phill., Holzapfel, S. 29, Taf. 2, Fig. 3—5.
1898. *Muensteroceras mutabile* Holz. (?Phill.), Haug, S. 30.
1903. *Glyphioceras* (*Beyrichoceras*) *sphaeroidale* ?M'Coy und *subquadratum* Foord, S. 172, 173, Taf. 46, Fig. 2, 3, 5.

Zu dem einen Windungsquerschnitt, wie ihn Mac Coy abgebildet hat, muß ein Gesamtquerschnitt von ungefähr folgenden Ausmaßen gehören:

Durchmesser Dm = 25 mm im größeren + 20 mm im kleineren Radius;
Windungshöhe Wh = 9 mm Erhöhung über die vorhergehende Windung + 11 mm Umschlagshöhe;
größte Windungsbreite Wb = 30 mm (21 mm in der vorhergehenden Windung);
Saum der vorletzten Windung (wie er in der Seitenansicht erscheint) S = 0.

Es ist also wirklich eine kugelähnliche Form; das Verhältnis von Breite (30) und Höhe (9 + 11 = 20) der letzten Windung würde noch mehr Annäherung an die Kugelform erlauben, wenn nicht der Nabel ziemlich weit wäre (N/2 = 25 − (9 + 11), also N = 1/4,5 D);

die Anfangswindungen sind sogar ganz evolut, später bleibt die Nabelweite stehen, so daß bei den oben gegebenen Maßen ein Saum der vorletzten Windung nicht mehr zu sehen ist. Der Externlobus ist breit und tief. Der Verlauf der Anwachsstreifen kann als annähernd gerade nur aus den Einschnürungen vermutet werden, die Holzapfel's Abbildung Taf. 2, Fig. 3 zeigt.

Das, was de Koninck (1880, S. 99, Taf. 47, Fig. 6, 7 und 48, Fig. 10—12) als *Goniatites sphaeroidalis* aufgeführt hat, eine Form mit eng beginnendem Nabel und frühzeitig zweibogiger Skulptur, ist ganz etwas anderes und gehört in die Nähe von *M. inconstans* Kon., vielleicht nur als Varietät. *Mutabile* Phill., auf das Holzapfel seine Exemplare beziehen wollte, verengt seinen Nabel bedeutend früher, ist wohl überhaupt ein *Glyphioceras*. Holzapfel's Fig. 2, die bedeutend weniger innere Windungen zeigt als Fig. 4, dürfte ein mangelhaft präpariertes Stück darstellen. Wenn die dort unter Fig. 4 abgebildete Jugendform wirklich hergehört, wäre in einer gewissen Berippung früher Jugendformen ein zu *Pericyclus* hinneigendes Merkmal festzustellen, welcher Gattung auch die erwachsene Form noch einigermaßen nahesteht.

Vorkommen: IIβ Irland, IIγ Erdbach-Breitscheid.

Muensteroceras cf. corpulentum Crick

Taf. 20, Fig. 2

1906. *Glyphioceras princeps* de Kon., Lehder, S. 86.
1922. » *euryomphalum* und *Imitoceras apertum* Schindewolf, S. 11.

Über zwei Stücke aus den Geoden von Zabelsdorf, die sich im Geraer Museum befinden, stellt Schindewolf nähere Mitteilungen in Aussicht; hier sei nur kurz auf die Beziehungen zum irischen *M. corpulentum* Crick hingewiesen, von dem auf Taf. 20, Fig. 2 ein Diagramm gegeben ist (vgl. auch Foord 1903, S. 176, Taf. 47, Fig. 1 und 48, Fig. 1). Das kleinere der Zadelsdorfer Stücke zeigt eine *Muensteroceras*-Lobenlinie, das größere nur ein indifferentes Stück vom Nahtsattel und einbogige Anwachsstreifen, wie sie allerdings bei *Aganides* (= *Imitoceras* Schdw.) eher vorkommen als bei *Glyphioceras*. Lobenlinie, Skulptur und Querschnitte passen durchaus in die Gruppe des *M. corpulentum* Crick; das größere Stück zeigt eine nach außen konvergierende Abplattung der Seiten, wie sie für noch größere Exemplare von *M. cordatum* bezeichnend ist, aber die größere Nabelweite und die geringere Erhöhung des letzten Umganges weisen mehr auf *corpulentum* Crick.

Muensteroceras ovatum Sow.

Taf. 20, Fig. 5

1813. *Ellipsolithes ovatus* Sowerby, S. 83, Taf. 37.
1844. *Goniatites obtusus* Phill. und *truncatus* Phill., M'Coy, S. 15, 16.
1897. *Glyphioceras obtusum* Phill. und *truncatus* Phill. z. gr. T., Crick u. Foord, S. 169 u. 175.
1903. » (*Beyrichoceras*) *truncatum*, *subtruncatum* (? *occidentale*, *difficile*, *crassum*, *ellipsoidale*), Foord, S. 165, 168 Taf. 43, 44 usw.

Bei einem Exemplar von Kildare (Irland), dessen Querschnitt auf

Taf. 20, Fig. 5 abgebildet ist, sind die Maße: Dm = 34 + 24; — Wh = 15 + 16; — Wb = 27 (16); S = 2. Der Nabel ist in der Jugend eng, im Alter weit; der Umschwung vollzieht sich oberhalb der gemessenen Größe. Außer der Nabelweite unterliegt besonders die Windungsbreite einer starken Variabilität, Sowerby's Figur zeigt einen breiteren, auch noch schneller anwachsenden Querschnitt, ungefähr Dm = 38 + 28; — Wb = 33 (21). Der Externlobus ist ziemlich breit und ungefähr so tief wie der Laterallobus. Die Anwachsstreifen sind, soweit beobachtet, stets zweibogig, auch bei verhältnismäßig weitnabeligen Alterswindungen. Besonders kennzeichnend sind die auf die Externseite beschränkten, einen kräftigen Sinus bildenden Einschnürungen, die auch auf Sowerby's Abbildung gut zum Ausdruck kommen.

Daß *obtusum* Phill., das offenbar ein *Glyphioceras* ist, mit dieser Art nicht verwechselt werden darf, zeigte bereits Foord. Wieweit seine Arten *subtruncatum, occidentale, difficile, crassum* und *ellipsoidale* Selbständigkeit beanspruchen können, bedarf der Nachprüfung; mir möchte es scheinen, daß sie alle in die Variationsbreite der gleichen Art fallen. Die so oft geübte Vereinigung mit *truncatum* Phill. ist nicht angängig, weil dort die Einschnürungen fehlen und der Externlobus eng und tief ist; auch die Form des Querschnitts schließt sich trotz des eng beginnenden Nabels weniger dort als bei *M. inconstans* Kon. an (welches unserer Art auch zeitlich näher steht), weil auf mittleren Windungen der Umschlag geringer und das Wachstumsmaß größer ist (1,4 bei *ovatum* und *inconstans* gegen 1,3 bei *truncatum*). Der Unterschied gegen *inconstans* Kon. ist überhaupt nicht groß, er besteht, abgesehen von der hier früher als dort eintretenden Nabelverengerung, nur darin, daß Einschnürungen dort nur an Jugendwindungen, hier nur an der Externseite von Alterswindungen beobachtet wurden.

Verbreitet im unteren Kohlenkalk Irlands.

Im Geraer Museum einige von Schindewolf als *Glyphioceras* cf. *angustilobatum* Schdw. bestimmte, mangelhaft erhaltene Jugendexemplare von Zadelsdorf bei Zeulenroda.

Muensteroceras angustilobatum Schdw.

1903. *Glyphioceras (Beyrichoceras) obtusum* Phill., Foord, S. 163, Taf. 42, Fig. 7—9.
1922. » *angustilobatum* Schindewolf, S. 11.

Die Stücke von Zadelsdorf, die nach Schindewolf einer neuen Art angehören sollen, sind höchstwahrscheinlich nichts als Jugendwindungen einer durch Foord aus Irland bekannt gewordenen Form. Als bezeichnendes Merkmal läßt sich an einem der Stücke die beginnende Öffnung des Externlobus feststellen; die Art verliert also die Parallelwandigkeit des Externlobus, ist aber trotzdem, vor allem wegen der engen Verbindung mit der vorhergenannten Art, zu *Muensteroceras* zu stellen.

Da die Zadelsdorfer Stücke, die sich im Geraer Museum befinden, zu weiteren Vergleichen ungeeignet erscheinen, empfiehlt es sich, solchen die von Foord 1903 unter dem Namen *obtusum* Phill. gegebene Abbildung und Beschreibung zugrundezulegen. Außer der Form

des Externlobus zeigt die Art noch eine zweite Eigentümlichkeit: der in der Jugend mäßig geöffnete Nabel wird im Alter völlig geschlossen. Das kommt weder bei *Muensteroceras ovatum* Sow. vor noch bei *Glyphioceras obtusum* Phill. (das wahrscheinlich nur eine früh hochmündig gewordene Abart von *Gl. crenistria* ist).

Muensteroceras inconstans Kon.

Taf. 20, Fig. 6

1880. *Goniatites inconstans* de Koninck, S. 120, Taf. 48, Fig. 4—9
und? » *sphaeroidalis* M'Coy, de Koninck, S. 99, Taf. 47, Fig. 6—7, Taf. 48, Fig. 10—12.
1889. *Glyphioceras truncatum* Phill., Holzapfel, S. 26, Taf. 1, Fig. 8 (9?).
und » *Roemeri* Holzapfel, Holzapfel, S. 27, Taf. 1, Fig. 7.
1897. ?»*Nautilus goniolobus*« Phill., Crick u. Foord, S. 280.
1898. *Pronannites inconstans* Kon. und? *sphaeroidalis* Kon. (non M'Coy), Haug, S. 40 u. 63.

Dm = (40 + 29); Wh = (17 + 16); Wb = 30 (20); die Flanken sind leicht abgeplattet und fallen mit 10° am Projektionspunkt zur breit gerundeten Externseite ab. Eine Nabelerweiterung im Alter ist hier besonders stark entwickelt, sie beginnt mit der Windung der angegebenen Ausmaße so, daß die vorhergehende Windung, deren ganze Nabelweite nur 5 mm beträgt mit einem Saum von 6 bzw. 4 mm sichtbar wird. Die Jugendwindungen sind noch bei 6 mm Dm. weitnabelig. Es kommen schlankere und breitere Individuen vor. Die Schwankungen dieser Art wurden auch von de Koninck richtig beobachtet, unter dessen Abbildungen man für das Verhältnis von Windungsbreite zu Durchmesser Werte von 1:5 bis 1:12 feststellen kann. Die Lobenlinie zeigt nichts Besonderes; sie konnte an einem Exemplar von Pauquys (Göttinger Sammlung) vollständig präpariert werden, dabei zeigte sich, daß der Umschlaglobus entgegen den Angaben Haug's doch auch hier außerhalb der Naht liegt. Die Anwachsstreifen sind, wie de Koninck's Abbildungen erkennen lassen, in der Jugend einbogig, später zweibogig und im Alter, wenn auch die Gehäuseform wieder weitnabelig wird, von neuem einbogig. Einschnürungen nur auf Jugendwindungen werden von de Koninck als charakteristisch angegeben.

Die geblähtere, von de Koninck irrtümlich als *sphaeroidale* M'Coy bestimmte Form kommt stets mit *inconstans* Kon. zusammen vor und dürfte als Varietät anzusprechen sein.

Muenst. inconstans unterscheidet sich von *truncatum* Phill., mit dem es u. a. von Holzapfel verwechselt wurde, bei Vergleichung der Gesamtquerschnitte sehr wesentlich; stets ist es weitnabeliger als die genannte Art, von der es sich auch durch seinen weniger tiefen Externlobus gut unterscheiden läßt. Verwandt sind beide Arten wohl nur durch die gemeinsame Ausgangsform, als welche *M. ovatum* Sow. gelten kann. Von dieser Art unterscheidet sich *inconstans* am besten dadurch, daß es nur in der Jugend Einschnürungen zeigt, und daß der Umschlag kleiner als die Erhöhung ist. *Muenst. hispanicum* C. u. F. (S. 190, Fig. 91) ist wahrscheinlich mit *inconstans* identisch.

Der Umstand, daß bei einigen der Erdbach-Breitscheider Stücke

die Jugend-Einschnürungen etwas länger anhalten, erscheint belanglos und damit die von Holzapfel durchgeführte Abtrennung einer besonderen Art *M. Roemeri* Holz. vermeidbar.

Die Art kann als Leitfossil für die Zone IIγ gelten, in der sie in Belgien verbreitet ist (vgl. de Koninck's Fundortangaben). In England scheint sie wie auch die anderen Formen ihrer Zone zu fehlen.

Muensteroceras Barroisi Holz.

Taf. 20, Fig. 3

1889. *Glyphioceras Barroisi* Holzapfel, S. 30, Taf. 1, Fig. 10.

Maße nach Holzapfel's Angaben und der Figur: Dm = (29 + 19); Wh = (15 + 9); Wb = 20 (13); es ist also eine Form mit schmalem Querschnitt, schnellem Wachstum und gleichmäßiger Größenzunahme des Nabels. Nabelkante deutlich, Flanken parallel zueinander abgeplattet, Externseite breit gerundet. Externlobus breit und tief. Einschnürungen hantelförmig, geradlinig über die Externseite verlaufend; demnach sind die Anwachsstreifen wahrscheinlich auch geradlinig.

M. Barroisi dürfte von der *corpulentum*-Gruppe abzuleiten sein; dabei wäre anzunehmen, daß die Externbucht der Anwachsstreifen vorher verschwunden ist, was ja bei weitnabeligen Formen ganz normal wäre.

Muensteroceras truncatum Phill.

Taf. 20, Fig. 4

1836. *Goniatites truncatus, implicatus* und *vesica* Phillips, S. 234, Taf. 19, Fig. 20, 21; S. 235, Taf. 19, Fig. 24, 25; S. 236, Taf. 20, Fig. 19—21.
1852. » *tumidus* Roemer, S. 94, Taf. 13, Fig. 33.
1880. » *truncatus* Phill. und *implicatus* Phill., de Koninck, S. 108, Taf. 46, Fig. 5, 48 Fig. 1—3, 49 Fig. 7, 50 Fig. 2 und S. 107, Taf. 50, Fig. 1.
1897. *Glyphioceras truncatum* Phill., *implicatum* Phill. und *vesica* Phill., Crick und Foord, S. 175, 178 und 180.
1898. *Pronannites truncatus* Phill., *implicatus* Phill., Haug, S. 40.

Dm = (30 + 23); Wh = (15 + 15); Wb = 18 (13) sind die Maße eines durchgeschnittenen Exemplars vom Iberg bei Grund. Letzte Windung seitlich und von außen deutlich abgeplattet; Flanken am Projektionspunkt mit 10—15° abfallend. Das Höhen-Breitenverhältnis der Windungen ändert sich im Laufe des Wachstums außerordentlich stark; während es bei der oben ausgemessenen Schlußwindung 30:18, also ungefähr 1,7 beträgt, zeigt am gleichen Exemplar, bei 10 mm Durchm. eine Windung das Verhältnis 5:9, also 0,6! Der Nabel ist von Anfang an eng, bei 3 mm Durchm. bereits < 1 mm. Der Externlobus ist schmal und tiefer als der Laterallobus, wodurch das beste Kennzeichen der Art gegeben zu sein scheint. Die Anwachsstreifen sind in der Jugend gerade (*tumidum* Roemer, das a. a. O. vergrößert abgebildet ist!), von etwa 12 mm an zweibogig und zwar, der Hochmündigkeit des Querschnittes entsprechend, recht kräftig. Auf der Schale treten die Anwachsstreifen in regelmäßigen Abständen scharf hervor. Schwache Spiralskulptur kann hinzukommen. Von Einschnürungen kommen in der Jugend wie im Alter nur ausnahmsweise schwache Andeutungen vor.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Was die Phillips'schen Arten *implicatus* und *vesica* betrifft, bemerken Crick und Foord a. a. O. S. 180: »All the specimens are intermediate between Phillips's type of *implicatus* and that author's *vesica*. The type approaches very closely the young of the more inflated of the examples here referred to *G. truncatum*.« Als Größen geben sie an für *vesica* 10—20 mm, für *implicatum* 20—30 mm und *truncatum* 30—60 mm: Demnach ist *vesica* die Jugendform, *truncatum* die normal-erwachsene Form und *implicatum* eine tachymorphe Modifikation (Endglied einer kontinuierlichen Variation).

Daß im Höhen-Breitenverhältnis beträchtliche Schwankungen vorkommen, zeigen schon de Koninck's Figuren: Taf. 50, Fig. 1 ist eine tachymorph-hochmündige, Taf. 48, Fig. 33 eine bradymorph-niedrigmündige Form.

Schwerer als von ihrem unmittelbaren Vorläufer, *M. inconstans*, ist die Art von *ovatum* Sow. des irischen Lower Limestone zu unterscheiden; Externlobus, Nabelentwicklung und die Beziehungen der Querschnitte erlauben aber auch hier eine sichere Unterscheidung in dem oben angegebenen Sinne.

M. truncatum in der hier geübten Begrenzung hat sich noch nie in der *Pericyclus*-Stufe feststellen lassen, sondern scheint, als ein Nachzügler seiner Gattung, auf die untere Zone der *Glyphioceras*-Stufe (III α) beschränkt zu sein. Aus Deutschland liegt es vor vom Iberg bei Grund, von Niederhemer und in verdrückten Exemplaren ohne Loben von Bredelar und Herborn; an allen diesen Fundpunkten ist die Art mit *Glyphioceras crenistria* vergesellschaftet.

Aus dem Senckenbergischen Museum (Frankfurt a. M.) lagen mir zwei flachgedrückte Exemplare von Herborn vor, die bei 30 mm Dm. gerade, bei 60 mm zweibogige Anwachsstreifen zeigen. Sollten sich weitere Exemplare finden, die unterhalb 30 mm nochmals zweibogige Anwachsstreifen haben, so wird man die Anwesenheit von *micronotum* Phill. in Deutschland feststellen können, eine Art, die wohl trotz des etwas geöffneten Externlobus eher an *Muensteroceras* als an *Glyphioceras* anzuschließen ist.

Gattung **Pericyclus** Mojs.

Die Ansicht, daß die Gattung *Pericyclus* durch den Besitz umlaufender Rippen allein bestimmt sei, hat zu manchen Irrtümern geführt, denn bei obercarbonischen Formen ganz anderer Herkunft kommen auch umlaufende Rippen vor. Ein anderes Merkmal, das die Gattung eindeutig bestimmen könnte, war nicht aufzufinden, und so muß man sie definieren als »die unmittelbar aus *Muensteroceras* hervorgegangenen beripptен Glyphioceratiden«. Die Form ist im allgemeinen ziemlich evolut. Die Lobenlinie zeigt einen ursprünglich parallelwandigen, später auch divergentwandigen Externlobus. Die Anwachsstreifen laufen bei den älteren Formen mit einfachem Bogen über die Seiten, später teilt ein Lateralsinus einen inneren Lateralvorsprung ab, ohne daß ein äußerer Lateralvorsprung entsteht; bei

den jüngsten Formen, in der Zone IIγ, sind die Anwachsstreifen gerade, der Externsinus ist verschwunden.

Ungenügend bekannt ist die Form des amerikanischen Chouteau-Kalkes, *Per. Blairi* M. u. G. Der für uns als Ausgangsform zu betrachtende *P. princeps* Kon. (und *P.? divisus* Kon.) ist mit der Zone IIα auf Tournai beschränkt.

In IIβ Irlands begegnet uns eine große Mannigfaltigkeit von Formen, über die wir G. C. Crick und A. H. Foord genaue Mitteilungen verdanken. Einige der von ihnen unterschiedenen Arten lassen sich m. E. zusammenziehen, so daß in der Gruppe des *Per. plicatilis* nur vier Arten zu unterscheiden wären: erstens *subplicatilis* mit »*Foordi* Cr.« und *?»trapezoidalis* Cr.«, zweitens *plicatilis* Kon. mit »*Bailyi* Cr.« und »*rotuliformis* Cr.« und drittens *clanensis* Cr. mit »*Leesoni* Cr.«. — Diese drei Arten lassen sich unmittelbar von *Muensteroceras Browni* M'Coy ableiten. Als vierte Art käme *doohylensis* C. u. F. hinzu, welches zwar einen anderen Querschnitt, aber noch den gleichen Verlauf der Anwachsstreifen (bezw. Rippen) und der Lobenlinie zeigt.

Gleichzeitig treten schon Formen mit geöffnetem Externlobus auf, wie der im übrigen dem *doohylensis* ähnliche *multicostatus* Foord, und zwei grobrippige Formen, *fasciculatus* M'Coy und *funatus* Sow. Die Gabelung der Rippen, die bei den letztgenannten Arten besonders auffällt, ist auch bei dem gleichaltrigen enggenabelten *carinatus* Schindewolf vorhanden, während bei *plicatilis* eine unregelmäßige Einschaltung von Rippen vorwiegt.

Als letzte Gruppe lassen sich die Formen aus IIγ zusammenfassen, die sämtlich in erwachsenem Zustand offenen Externlobus und keine Externbucht der Anwachsstreifen mehr zeigen. Es sind dies *Per. Hauchecornei* Holz., *Kayseri* n. nom. und *Kochi* Holz. sowie das mit Vorbehalt zu *Pericyclus* zu rechnende schwachberippte *Malladae* Barrois. Noch ungenügend bekannt ist Holzapfel's *subglabrum*.

Pericyclus carinatus Schindewolf

Die Beschreibung dieser Art hat Schindewolf (1922, S. 11) in Aussicht gestellt. Es handelt sich um zwei unvollständige, gegen 10 mm messende Exemplare. Der Abdruck zeigt eine gekielte Externseite und engstehende, auf der Flankenmitte gegabelte Rippen. Ein Rest des Steinkernes läßt undeutlich die Lobenlinie mit parallelwandigen Externlobus erkennen. Die Stücke befinden sich im Geraer Museum.

Pericyclus plicatilis de Koninck

Taf. 20, Fig. 7

1881. *Goniatites plicatilis* de Koninck, S. 55, Taf. 5, Fig. 3, 4.
1899. *Pericyclus* » Kon., *Bailyi* und *rotuliformis* Crick, S. 434, 438, 441; Fig. 3, 6, 7.
1903. » » » » Cr, » » , Foord, S. 147, 148, 150, Taf. 41, Fig. 2, 40 Fig. 1—3 und 4—7.
1922. » *dilatatus* und *perisphinctoides* Schindewolf, S. 11 u. 16.

De Koninck's Beschreibung beruht auf einem zwar ziemlich gro-

ßen, aber dennoch unentwickelten Exemplar. Bei »*Per. Bailyi* Cr.« und »*rotuliformis* Cr.« stellen sich nach Windungen der gleichen Art solche mit relativ viel stärkerer Erhöhung ein, auf denen die Rippen schwächer und durch Einschaltungen auf verschiedener Höhe zahlreicher werden.

Ein Jugendexemplar von 20 mm Durchm. von Zadelsdorf, welches ungegabelte kräftige Rippen und einen parallelwandigen Externlobus zeigt, wurde von Schindewolf (1922, S. 11) »*Per. dilatatus*« genannt, der Abdruck einer Alterswindung von etwa 50 mm Durchm. aus der gleichen Gegend »*Per. (Caenocyclus) perisphinctoides*«. Die dabei erscheinende neue Untergattung wird damit begründet, daß die Rippenvermehrung in mehreren Zonen stattfindet, ein Merkmal, das indessen nicht neu ist, sondern u. a. an Foord's Abbildung von *Per. Bailyi* (Taf. 40, Fig. 2a) in ganz der gleichen Weise beobachtet werden kann.

Daß die beiden Thüringischen Bruchstücke wahrscheinlich doch aus demselben Horizont stammen, habe ich vorn S. 494 gezeigt.

Das kleinere Stück liegt im Museum zu Gera, das größere im Museum zu Zeulenroda.

Pericyclus fasciculatus M'Coy

Taf. 20, Fig. 8

1844. *Goniatites fasciculatus* und *Nautilus furcatus* M'Coy, S. 13, 21, Taf. 11, Fig. 8 und 4 Fig. 13.
1889. *Pericyclus furcatus* M'Coy, Holzapfel, S. 37, Taf. 2, Fig. 5.
1897. » » und *fasciculatus* M'Coy, Crick und Foord, S. 149, Fig. 71 und S. 148.
1902. *Glyphioceras* (*Pericyclus*) *fasciculatum* M'Coy, Frech, Taf. 46a, Fig. 5.
1903. *Pericyclus fasciculatus* M'Coy, Foord, S. 135, Taf. 37, Fig. 2—6.

Eine zutreffende Beschreibung findet sich bei Foord (1903, S. 135), welcher auch feststellte, daß Mac Coy's *furcatus* nur der Steinkern seines *fasciculatus* war. Daß de Koninck's »*fasciculatus*« etwas anderes ist, hat Holzapfel 1889, S. 35 gezeigt. Lehder's »*fasciculatus*« (1906, S. 87) mußte hauptsächlich wegen des Externlobus zu *plicatilis* Kon. gestellt werden. Von den hergerechneten festländischen Formen bleibt also nur das von Holzapfel beschriebene mangelhafte Exemplar von Erdbach-Breitscheid übrig, zu welchem ein noch schlechter erhaltener Abdruck aus dem gleichen Horizont von Belecke hinzukommt (Göttinger Museum).

Pericyclus Hauchecornei Holzapfel

Taf. 20, Fig. 9

Der Beschreibung Holzapfel's (1889, S. 36, Taf. 2, Fig. 9—11, nicht 8!) ist nur das nach den Abbildungen rekonstuierte vollständige Querschnittsbild hinzuzufügen.

Pericyclus Kayseri n. nom.

Taf. 20, Fig. 10

1889. *Pericyclus virgatus* Kon., Holzapfel, S. 34, Taf. 3, Fig. 8—10 (auch Taf. 2, Fig. 8).

Holzapfel hat eine Erdbach-Breitscheider Form zu Unrecht mit

de Koninck's *Goniatites virgatus* identifiziert, welche Bestimmung später mehrfach benutzt worden ist. Aber *virgatus* besitzt einen breiten äußeren Lateralvorsprung der Anwachsstreifen, wie er bei *Pericyclus* nicht vorkommt, und erweist sich damit als *Glyphioceras*, was mit seiner Herkunft von Visé in Einklang steht. *Per. Kayseri* hat gerade umlaufende, zudem bedeutend stärkere Rippen und eine breitere Gehäuseform als *Glyph. virgatum*. — Alles übrige ist aus Holzapfel's Beschreibung zu ersehen, der hier nur noch ein rekonstruiertes Querschnittsbild zugefügt wird.

Pericyclus Kochi Holzapfel

Taf. 20, Fig. 11

1880. *Goniatites fasciculatus* M'Coy, de Koninck, S. 119, Taf. 49, Fig. 5.
1889. *Pericyclus Kochi* Holzapfel, S. 35, Taf. 3, Fig. 2.
1898. » » » , Haug, S. 61, 63.

Wie bei der vorigen Art bleibt der Nabel von einer gewissen Größe an nahezu stationär; daß die Gehäuseformen dennoch ganz verschieden sind, zeigt sich erst bei der Rekonstruktion der vollständigen Querschnittsbilder, nach welchen die Gestalt wenigstens in den drei letzten Windungen unverändert bleibt.

Die innere Lobenlinie, die sonst noch von keiner *Pericyclus*-Art bekannt ist, wurde von Holzapfel abgebildet; sie zeigt auffallend große, den Innenlobus noch übertreffende Kehlloben. Von Haug wurde die Abbildung falsch kopiert (1898, S. 27, Fig. 6c).

Diese als Zonenfossil für IIγ gewählte Art kommt vor bei Pauquys, nicht selten bei Erdbach-Breitscheid und liegt in vier sehr schlecht erhaltenen Resten, die ich früher für unbestimmbar hielt, von Belecke aus dem gleichen Horizont vor (Göttinger Museum).

Gattung **Nomismoceras** Hyatt

Die Gattung *Nomismoceras*, über deren Umfang wenig Meinungsverschiedenheiten bestehen, umfaßt flachscheibenförmige Gehäuse mit evoluten Jugendwindungen und hohen, schmalen Alterswindungen. Die Lobenlinie enthält zunächst die Elemente MELUKI wie bei den meisten anderen Glyphioceratiden, aber mit gerundeten Sätteln und Loben. Der äußere Nahtsattel fällt sehr flach, manchmal mit kleinen Wellungen, zur Naht ab, und so kann eine Vermehrung der Umschlagloben zustande kommen. — Eigenartig sind auch die zweibogigen Anwachsstreifen mit ihrem im Alter sehr weit vorspringenden äußeren Lateralvorsprung.

Haug und Frech stellten die Gattung zu den Gephyroceratiden, Wedekind zu den Tornoceratiden. Bedenkt man aber, daß auch bei *Muensteroceras* zweibogige Anwachsstreifen als Neuerwerbung vorkommen, so dürfte eine Ableitung aus evoluten *Muensteroceras*-Jugendformen näherliegen, wie sie etwa bei *M. sphaeroidale* M'Coy vorkommen: eine solche wird auch den zeitlichen Verhältnissen besser gerecht.

Zuerst erscheint die Gattung bei Erdbach-Breitscheid mit *N. spiratissimum*. In der *Glyphioceras*-Stufe Englands spielen *spirorbis*,

rotiformis und *vittiger* eine nicht geringe Rolle, von denen *spirorbis* Phill. (Durchschnittsgröße nach Crick und Foord 7 mm) die Jugendform, *rotiforme* Phill. (Durchschnittsgröße 14 mm) ein mittleres und *vittiger* Phill. (Durchschnittsgröße 21 mm) das ausgewachsene Stadium darstellt; Haug (1898, S. 112) faßte schon die Zusammengehörigkeit ins Auge. Da keiner der drei Namen die Priorität vor den anderen hat, wird man gut tun, den Namen der ausgewachsenen Form, also *vittiger*, für die Art zu verwenden. Die belgischen von de Koninck als *spirorbis, rotiformis* und *vittiger* bestimmten Fomen scheinen durchweg anderen Arten anzugehören. Wieder eine andere Art ist in der Zone III α über ganz Deutschland verbreitet, und diese zeigt bereits Annäherung an den merkwürdigen von Kittl aus Bosnien beschriebenen *Tetragonites Grimmeri*, der somit auch unter *Nomismoceras* einzureihen ist. Obercarbonische sichere Vertreter von *Nomismoceras* habe ich noch nicht gesehen. Es wird nachzuprüfen sein, ob die dahingehenden Angaben Hind's (1905) nicht auf Jugendformen einer anderen Gattung beruhen. Bei den Formen, die Klebelsberg 1912, Taf. 38, Fig. 8 und 9 abgebildet hat, scheint eine im westfälischen Obercarbon häufige Erscheinung vorzuliegen, nämlich Exemplare von *Anthracoceras*, bei denen die inneren Windungen so stark durchgedrückt sind, daß bei den äußeren der Umschlag völlig verschwindet. »*Nom.*« *ornatum* Crick und Foord hat sich als *Eumorphoceras* erwiesen.

Bei den von Gemmelaro mit *Nomismoceras spirorbis* verglichenen Formen handelt es sich sicherlich nur um eine äußere Ähnlichkeit, nicht um wirkliche Verwandtschaft. Die Angabe in Frech's Lethaea (1902, S. 479), nach welcher *Nomismoceras* bis ins Perm reichen soll, wird daher nicht zu halten sein.

Nomismoceras spiratissimum Holzapfel

Holzapfel's Beschreibung (1889, S. 32, Taf. 4, Fig. 5) läßt sich auch durch ein von mir am Kramberg bei Erdbach gefundenes Exemplar nicht vervollständigen. Ohne Kenntnis der Skulptur möchte ich aber nicht entscheiden, ob Frech's *Pseudonomismoceras silesiacum* aus dem unteren Kohlenkalk von Hausdorf (1902, Taf. 46a, Fig. 7) die gleiche Art meint, was stratigraphisch von Wichtigkeit sein könnte.

Nomismoceras Frechi n. sp.

Taf. 20, Fig. 12, Taf. 23, Fig. 9

1902. *Nomismoceras rotiforme* Phill., Frech, Taf. 46a, Fig. 8a, b, c, cet. excl.!

Dm = (16 + 14); Wh = (7 + 2); Wd = 5 (3); es zeigen sich also trotz beträchtlicher Größe keine starken Altersmerkmale, der Umschlag bleibt kurz und der Nabel weit (N/2 = 16—9, also N/Dm = 7/16 = 1/2,3). Die Flanken sind gerundet und gehen gleichmäßig in die schmale Externseite über; nur in der Nähe der Mündung zeigt sich eine seichte Außenrandfurche. — Die Lobenlinie zeigt sich auch am einzelnen Individuum variabel insofern, als sich der Umschlaglobus von der Naht aus bald mehr, bald weniger nach den Seiten aus-

breitet und der Medianlobus bald deutlich, bald nur angedeutet ist — stets aber ist ein Mediansattel von etwa $^1/_3$ Höhe des Externlobus vorhanden und nie ein zweiter Umschlaglobus. Die in kleinen Stücken noch erhaltene Schale ist glatt. Der Steinkern des letzten Umgangs zeigt drei breite, flache, zweibogig geschwungene Einschnürungen.

Die Geologische Landesanstalt in Berlin besitzt eine Anzahl von Stücken aus Kalklinsen des Gabbroconglomerates von Weitengrund (Mtbl. Rudolfswaldau) und einige aus dem Kohlenkalk von Falkenberg, Hausdorf und Steinkunzendorf. Neuerdings fand Herr Finkh die Art in Schiefern bei Alt-Friedersdorf (Mtbl. Charlottenbrunn). Von Hausdorf stammt das größere vorhandene Exemplar, das Frech a. a. O. Fig. 8a (2 : 1 vergrößert) abgebildet hat. Zwischen diesem Stück und dem als Typus der neuen Art gewählten Stück von Weitengrund, wie überhaupt zwischen den Stücken des Kohlenkalks und denen aus dem Gabbroconglomerat bestehen gewisse Unterschiede in dem Sinne, daß die Formen des Kohlenkalkes bereits etwas zur folgenden Art, *Nom. germanicum*, hinneigen. Die Aufstellung einer dritten neuen Art wurde nicht für angebracht gehalten.

Nomismoceras germanicum n. sp.

Taf. 20, Fig. 13; Taf. 23, Fig. 10, 11

1850. *Goniatites mixolobus* Phill., Sandberger, Taf. 3, Fig. 13b.
1870. » » » , F. Roemer, S. 53, Taf. 6, Fig. 3.
1889. *Prolecanites ceratitoides* v. B., Holzapfel, S 44.
1902. *Nomismoceras rotiforme* Frech, Taf. 46a, Fig. 8f.

In körperlicher Erhaltung liegt nur ein Jugendexemplar von Rotwaltersdorf vor, sonst ist diese ungemein häufige Art überall, oft bis zur Unkenntlichkeit, flachgedrückt. Manchmal läßt sich die Art der Verdrückung noch erkennen. Bei dem Taf. 23, Fig. 11 abgebildeten Exemplar ist an der Mündung die ganze Externseite in die Bildebene eingeklappt, aus der sie sich $^1/_3$ Umgang weiter innen wieder in die normale Stellung zurücklegt; die in der Abbildung markierte Ausdehnung des Nabels war ohne besondere Aufmerksamkeit nicht zu sehen. Brauchbarer als solche Exemplare sind Windungsbruchstücke, die bereits als solche eingebettet wurden, wie Taf. 23, Fig. 10.

Als Maße lassen sich ermitteln Dm = (17 + 13); Wh = (8 + 5); Wd dazu ist nicht bekannt. Flanken abgeplattet, Externseite abgeplattet und schon im vorletzten Umgang durch zwei breite Randfurchen verengt. Umschlag ausgedehnt, Nabel kleiner als $^1/_3$ Dm. — Innerer Lateralvorsprung der Anwachsstreifen kaum angedeutet, äußerer sehr weit, zu einem förmlichen Ohr vorgezogen. Diese Ohren liegen im Bereich der Randfurche. An ihrem nabelwärts gelegenen Rande zeigt die Schalenoberseite eine schmale Längsleiste. — Die Lobenlinie ließ sich an einer Reihe von Stücken erkennen, aber stets undeutlich: Externlobus sehr breit, Mediansattel fast $^1/_2$ seiner Höhe. Zwischen dem sehr niedrigen Lateralsattel und der Naht zeigt sich ein schwacher Anfang eines zweiten Umschlaglobus. *Nom. vittiger* Phill., das unserer Art am nächsten steht, hat einen etwas weiteren Nabel (= 1/2,7 Dm) und keine Ohrenleiste; die Andeutung des zwei-

ten Umschlaglobus kommt nach Haug's Lobenfigur (1898, S. 45, Fig. 11 j) auch dort vor. — *Nom. Frechi* hat einen weiteren Nabel und eine schmalere, nicht abgeplattete Externseite. — Mit der folgenden Art, *Nom. Grimmeri*, besteht eine zweifellose Verwandtschaft, die sich darin ausdrückt, daß einzelne Exemplare von *germanicum* schon eine viereckige Anfangsspirale oder Rippen auf den mittleren Windungen besitzen. Die übliche Verwechslung mit Prolecaniten erscheint bei genauerer Betrachtung für alle Fundorte unnötig.

Nom. germanicum ist die häufigste Art in den Schiefern der Zone III α. Kalke meidet sie. Ihre Verbreitung reicht von Elberfeld (? III β) über Iserlohn-Bredelar-Herborn-Oberharz bis in die Sudeten: oberer schlesischer Kohlenkalk von Rotwaltersdorf, Culmschiefer von Troppau. Im Oberharz (Borbergskuppe bei Lautenthal) sammelte ich ein unvollständiges, ausnehmend großes Exemplar (45 mm Dm.) in Kieselschiefern des Steigertal-Niveaus.

Nomismoceras Grimmeri Kittl.

Taf. 20, Fig. 14; Taf. 23, Fig. 12

1904. *Tetragonites Grimmeri* Kittl, S. 677, Taf. 21, Fig. 18–24.
1911. *Glyphioceras* aff. *reticulatum* Phill., Nebe, S. 434, 443, Taf. 16, Fig. 9.

Da die deutschen Exemplare sämtlich flachgedrückt sind, ist man für manche Merkmale auf die Abbildungen Kittl's angewiesen. Der Umschlag ist wieder etwas kürzer als bei der vorigen Art, die Nabelweite deshalb größer, 1—2,5 bis 1—2,7 Dm. In der Lobenlinie ist die Auflösung des Nahtsattels weiter fortgeschritten, der Externlobus ist nicht bekannt. An Stelle der Anwachsstreifen trägt diese Art pro Umgang etwa 45 nach vorn steil abfallende Rippen, die auch den ohrähnlichen äußeren Lateralvorsprung mitmachen. Dieser ist zugunsten der breiteren Externbucht etwas verschmälert. Eine zweite Eigentümlichkeit der Art, noch merkwürdiger als die Berippung, besteht in der ausgesprochenen Viereckspirale der inneren Windungen, worin sich eine Analogie zur Dreieckspirale der jungen *Wocklumeria* zeigt.

Die nahe Verwandtschaft mit *Nom. germanicum* zeigt sich in Querschnitt, Lobenlinie und Skulpturverlauf und ferner darin, daß bei einigen glatten Individuen die Viereckspirale der inneren Windungen angedeutet ist. Eine besondere Gattung wie *Tetragonites* Kittl erscheint deshalb nicht angebracht; auch ist der Name als Synonym von *Tetragonites* Kossmat (1895) zu streichen.

Nebe nennt die wichtigsten Fundpunkte, die nach seiner Meinung alle in einem Niveau liegen. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um III β, allenfalls um die untersten Lagen von III γ.

Gattung **Anthracoceras** Frech

Ganz involute hochmündige Formen mit gerundeten Sätteln und Loben (MELUKI) und zweibogig stark geschwungenen Anwachsstreifen. Jugendwindungen *Glyphioceras*-ähnlich.

Typus ist *Anthracoceras discus* Frech. Durch eine Ähnlichkeit im Verlauf der Anwachsstreifen veranlaßt, hat Frech *Anthracoceras*

(1902, S. 235 und 479) als Untergattung von *Nomismoceras* aufgefaßt. Seine Diagnose lautet: »ohne Spiralskulptur, mit einem zweiten Lateralloblus«. Diese Angaben wollen nicht annehmbar erscheinen; schwache Spiralskulptur kommt bei *A. discus* selbst vor, und der vermeintliche zweite Lateralloblus ist nichts anderes als der etwas außerhalb der Naht gelegene Umschlaglobus.

Die Unterschiede gegen *Nomismoceras* sind gerade bei den ältesten Vertretern am stärksten, es ist also mit einer ganz verschiedenen Herkunft zu rechnen und kann von einer Untergattung nicht wohl die Rede sein. *Anthracoceras* ist vielmehr mit *Dimorphoceras* am nächsten verwandt, wie die häufigen Verwechselungen der Chokier-Formen am besten beweisen. Die ersten Vertreter fanden sich in Zone III α des Sauerlandes, sicher bestimmbare Stücke mit Loben allerdings erst in III γ. Die Entstehung der Gattung muß aber noch weiter zurückliegen, da man die *Dimorphoceraten* der Zone II γ nicht gut anders wie als Derivate von *Anthracoceras* auffassen kann.

Von zwei außerdeutschen Arten, *paucilobum* Phill. mit rundem E und spitzem L sowie *carina* Kon. mit spitzem E und L ist die Gattungszugehörigkeit noch zweifelhaft. Die in Deutschland vorkommenden Arten, *atratum, arcuatilobum, Vanderbecki, discus* und *aegiranum* schließen sich eng aneinander.

Anthracoceras atratum (Gldf.) Beyr.

Taf. 20, Fig. 15; Taf. 26, Fig. 1

1837. *Ammonites atratus* Gldf., Beyrich, S. 42, Taf. 2, Fig. 7.
1844. » » » , de Koninck, S. 581, Taf. 50, Fig. 3.
1898. *Dimorphoceras atratum* Gldf., Haug, S. 109, Taf. 1, Fig. 46—48.
1911. » » » , Nebe, S. 473, Taf. 16, Fig. 10.

Gestalt linsenförmig, Nabel geschlossen; nur unterhalb 3 mm ist die Form noch *Glyphioceras*-ähnlich mit etwas geöffnetem Nabel. Der Mediansattel erreicht die halbe Höhe des Externlobus. Die nur an großen Exemplaren kräftiger hervortretenden Anwachsstreifen haben den äußeren Lateralvorsprung im äußeren Drittel der Seiten. Einschnürungen wurden nicht beobachtet.

Unter 11 Exemplaren der kleinen ungenabelten Chokier-Goniatiten, von denen ich die Lobenlinie präparieren konnte, erwies sich die Mehrzahl als *Dimorphoceras,* und nur 2 zeigten die von Beyrich beschriebene Lobenlinie. Die dabei als *Dimorphoceras* erkannten Stücke zeigten außerdem einen breiteren äußeren Lateralvorsprung der Anwachsstreifen mit rechtwinkeliger innerer Ecke. Daß beiderlei Formen nebeneinander vorkommen, wurde noch nie klar ausgesprochen, vielmehr wurde die Gesamtheit der fraglichen Formen bald so, bald so gedeutet. Für die Festlegung der Art *atratum* beruft sich Haug mit Recht auf Beyrich's Beschreibung der Lobenlinie. Wenn er die Art gewissermaßen als ein unfertiges *Dimorphoceras* betrachtet, hat er vielleicht nicht ganz Unrecht, im Interesse einer klaren Einteilung ist es aber notwendig, die Formen mit und ohne Lobenzerschlitzung generisch zu trennen. Falsch ist jedenfalls, daß er die Formen von

Chokier unbedenklich mit Lobensteinkernen aus den Schichten mit *Gastrioceras Listeri* kombiniert hat.

Die sehr verschiedene Größe ist zunächst auffallend; aber ein reiches Material aus dem Sauerland (Schiefer der Zone IVα mit *Eumorphoceras bisulcatum* von Niederhemer und Böingsen) vermittelt vollkommen zwischen den kleinen Exemplaren von Chokier und dem sauerländischen IIIγ einerseits und den großen von Elberfeld andrerseits, welche bis 105 mm Dm. erreichen.

Die Art scheint sich unverändert durch fünf Zonen zu erhalten. Nach Nebe schon in IIIα bei Gerlingsen und vielfach im »grauen Kalk« (IIIβ + γ) vorkommend, lag sie mir mehrfach, allerdings ohne Loben, aus IIIβ und γ des Sauerlandes vor, in Jugendexemplaren aus IIIγ des Harzes, flachgedrückt aus IIIδ von Elberfeld, aus IVα von Büsbach bei Aachen, Rosenhof bei Niederhemer und Böingsen, schließlich in zwei guten Steinkernen (von 7 bezw. 14 mm) aus IVα von Gerlingsen bei Iserlohn (Samml. der Geol. Landesanstalt).

Anthracoceras arcuatilobum Ludwig

Taf. 20, Fig. 16

1863. *Goniatites arcuatilobus* Ludwig, S. 285, Taf. 47, Fig. 3.
1924. *Anthracoceras arcuatilobum* Ldwg, C. Schmidt, S. 383, Taf. 16, Fig. 3a, b (nicht 3c!), Taf. 17, Fig 4.

Querschnitt bis etwa 4 mm Glyphioceras-ähnlich, dann hochelliptisch mit geschlossenem Nabel. Mediansattel ganz niedrig oder fehlend. Äußerer Lateralvorsprung im äußeren Seitendrittel, innerer nur schwach angedeutet.

Die Beschreibung gründet sich auf Ludwig's Original (Landesanstalt) und zwei mit Wohnkammer und Skulpturresten erhaltene Exemplare, die C. Schmidt am Silscheder Tunnel gesammelt hat (Vα). Gute Stücke liegen ferner vor aus IVβ von Gevelsberg; an anderen Fundpunkten dieser und der folgenden Zone sind kleine Exemplare nicht selten, an solchem Material von Hagen ließen sich einige Anfangskammern präparieren. Wahrscheinlich gehören zu dieser Art auch die ganz zusammengedrückten, mit Schwefelkies inkrustierten Skulptursteinkerne aus dem Finefrau-Horizont, also Vγ. Damit erhält *Anthracoceras arcuatilobum* eine ähnlich große Lebensdauer wie *atratum*.

Das von C. Schmidt Taf. VI, Fig. 1c abgebildete Stück gehört nicht hierher, sein starker innerer Lateralvorsprung läßt auf *Dimorphoceras* schließen.

Anthracoceras Vanderbeckei Ludwig

Taf. 20, Fig. 17; Taf. 26, Fig. 2—4

1863. *Nautilus Vanderbeckei* Ludwig, S. 286, Taf. 48, Fig. 4.
1902. *Thalassocers atratum* Gldf., Frech, S. 345.
1909. *Goniatites reticulatus* Phill., Semper, S. 257 (partim).
1910. » *Vonderbeckei* Ldwg., Holzapfel, S. 88.

Gestalt bis etwa 5 mm *Glyphioceras*-ähnlich, dann hochelliptisch, ähnlich der der vorigen Art, Nabel nahezu, aber nicht völlig ge-

schlossen. Der Mediansattel erreicht $^1/_3$ der Höhe des Externlobus. Anwachsstreifen sehr kräftig geschwungen, die Tiefe der Externbucht übertrifft die halbe Windungshöhe. Bei den häufigen Skulpturensteinkernen in der Größe von 8—20 mm treten in regelmäßigen Abständen einige Anwachsstreifen scharf hervor. Der äußere Lateralvorsprung ist breit, der innere ebenfalls kräftig, somit außerordentlich starke Zweibogigkeit vorhanden (Taf. 26, Fig. 3 zeigt nicht die Skulptur, sondern anhängende Reste der folgenden Windung!). Schwache Spiralstreifen verteilen sich gleichmäßig über die äußere Schalenhälfte.

Der marine Horizont über Flöz Catharina, dem tiefsten Flöz der westfälischen Gaskohlenpartie, wimmelt von flachgedrückten Skulpturensteinkernen dieser Art. Sie sind meist von einem Schwefelkieshäutchen überzogen, das nicht die ursprüngliche Schale, sondern eine Überkrustung derselben darstellt. Die inneren Windungen sind gewöhnlich durch die äußeren durchgedrückt, daß der innere Lateralvorsprung meistens verschwindet; so ist bei der Ludwig'schen Zeichnung (a. a. O., Fig. 4) offenbar die Skulptur der inneren Windungen fälschlich an die der äußeren herangezeichnet worden. Im Göttinger Museum liegen von der Zeche Vollmond bei Langendreer außer Stücken in üblicher Erhaltung solche in einer Toneisensteinknolle, an denen sich der Verlauf der Lobenlinie sehr scharf präparieren ließ. Es darf deshalb wohl festgestellt werden, daß die so häufigen Skulpturensteinkerne nicht, wie mehrfach vermutet wurde, zu *Dimorphoceras* gehören.

Von den beiden älteren Arten *atratum* und *arcuatilobum* unterscheidet sich Vanderbeckei unschwer durch sein langsamer anwachsendes Gehäuse: der Umschlag verhält sich zur Erhöhung dort wie 1:2, hier wie 1:1,2 (nur bei ungenabelten Gehäusen läßt sich auf diese Weise ein Wachstumsmaß geben!). Ferner ist hier der äußere Lateralvorsprung breiter und ein wohlentwickelter innerer ist hinzugekommen, und die breitmündige Jugendform wird früher verlassen.

Anthracoceras discus Frech

Taf. 20, Fig. 18; Taf. 26, Fig. 5—7

1863. *Goniatites diadema* F. Roemer, S. 578, Taf. 15, Fig. 1.
1870. » » » , S. 84, Taf. 8, Fig. 14.
1902. *Nomismoceras* (*Anthracoceras*) *discus* Frech, S. 337, Taf. 46b, Fig. 6.

Meistens größer als die vorhergehenden Arten, bis 38 mm. Maße: Dm = (17 + 15); Wh = (10 + 7); Wb = 12 (7). Bei genauer Betrachtung zeigt sich eine sanfte Abflachung der Externseite und eine zweite halb so breite zwischen dieser und den mit 12° am Projektionspunkt einfallenden flachgewölbten Seiten; es zeigen sich also am Außenrand der Flächen zwei schwache Kanten. Im Alter liegt der geschlossene Nabel in einem eingesenkten Nabelfeld, bei den bis 8 mm *Glyphioceras*-ähnlichen Jugendwindungen ist der Nabel offen. Der Mediansattel ist breit und niedrig, der Externlobus im Alter sehr breit geöffnet. Der äußere Lateralvorsprung liegt wieder auf dem äußeren Drittel der Seiten; der innere ist wohl entwickelt, zwischen ihn und den Nabel schiebt sich eine neue Bucht der Anwachsstreifen ein. Auf

dem äußeren Lateralvorsprung zeigt sich etwas Spiralskulptur. Die Jugendwindungen bis 5 mm zeigen kräftige Einschnürungen, die auch schon etwas zweibogig geschwungen sind.

F. Roemer erkannte bereits die Zugehörigkeit der durch Einschnürungen ausgezeichneten Jugendwindungen. Seine Identifizierung der Art mit »*Glyphioceras diadema*« ist bei dem völligen Fehlen der Nabelkante und wegen des gerundeten Laterallobus natürlich nicht aufrecht zu erhalten.

Von den bisher besprochenen Arten unterscheidet sich *A. discus* vor allem durch die Jugendwindungen, von *A. Vanderbeckei* besonders dadurch, daß dort der äußere, hier der innere Lateralvorsprung bedeutend breiter ist.

Die Geol. Landesanstalt besitzt große Exemplare von der Königsgrube, kleine verkieste von der Laura-Grube und von Grube Guter Traugott bei Rosdzin, sämtlich »Roemer-Horizont« (Pochhammer-Flöz, Sattelflözgruppe).

Anthracoceras aegiranum n. sp.

Taf. 20, Fig. 19; Taf. 26, Fig. 8—10

Dm = (18 + 12); Wh = (11 — 5); Wb = 12 (8) sind die Maße, soweit sie sich bei mannigfacher Verdrückung des Materials feststellen ließen. Zwischen Flanken und Externseite zeigen sich wie bei der vorigen Art zwei schwache Kanten, die aber bedeutend näher aneinander liegen (sie waren allerdings nur an einem der besten Exemplare, Taf. 26, Fig. 8, erkennbar). Die breitmündige Jugendform hält sich noch länger als bei der vorigen Art. Der Nabel wird nicht mehr geschlossen, bei den obigen Massen ist er noch 3 mm = $^1/_{10}$ Dm. weit. Demgemäß ist auch kein vertieftes Nabelfeld mehr vorhanden, sondern eine senkrecht abfallende Nabelwand. Der Mediansattel ist schmal, etwa $^1/_3$ so hoch wie der breit geöffnete Externlobus. Die Rundung der Sättel und Loben ist sehr vollkommen. Außer Steinkernen mit sehr schwacher Skulptur liegen Skulptursteinkerne mit etwas gebündelten Anwachsstreifen vor. Der äußere Lateralvorsprung liegt zum größten Teil schon im äußeren Viertel, der innere beginnt am Nabel und ist wohl ausgebildet. Jugendwindungen bis 5 mm sind glatt, bei etwa 7 mm zeigen sich einzelne Einschnürungen.

Durch den geöffneten Nabel unterscheidet sich *aegiranum* leicht von allen anderen *Anthracoceras*-Arten. Eine gewisse Verwandtschaft ist am ehesten mit *discus* festzustellen.

Sein Vorkommen ist ganz isoliert, es ist der einzige Goniatit der neuen marinen Schicht über Flöz Ägir (Zeche Baldur, Gasflammkohle).

Zur Untersuchung lagen etwa 200 Exemplare vor aus den Sammlungen Honermann, Fremdling, Kukuk und Göttinger Museum (coll. C. Schmidt).

Gattung **Glyphioceras** Hyatt

Synonyma: *Goniatites* Haug, *Sphenoceras* Foord.

Form enggenabelt mit allseitig gerundetem Windungsquerschnitt. Das Höhen-Breitenverhältnis der Windungen ändert sich stetig, Ju-

gendwindungen sind niedrigmündig, Alterswindungen hochmündig. Lobenlinie MELUKI, von *Muensteroceras* unterschieden durch den nach vorn breit geöffneten Externlobus und den entsprechend sich verjüngenden Sattel E/L; die Lobenlinie erhält damit einen »zackigen« Charakter. U liegt auf der schmalen steilen Nabelwand. Die Anwachsstreifen sind in der Regel schwach zweibogig. Einschnürungen und Spiralleisten, aber keine Rippen und Knoten vorhanden.

Hyatt, der die Gattung aufstellte, begriff darunter zwei Gruppen, eine mit den obengenannten Merkmalen und eine andere mit Formen (ganz verschiedener Herkunft) von hochmündigem Querschnitt und breitgipfeligem Sattel E/L. Haug und mit ihm I. P. Smith waren im Irrtum, wenn sie glaubten, den Namen *Glyphioceras* auf Hyatt's zweite Gruppe übertragen und für die erste den de Haan'schen Namen *Goniatites* wiederherstellen zu müssen. Es war auch nicht richtig, daß Foord 1903 beiden Gruppen neue Gattungsnamen gab, sein *Sphenoceras* ist nur ein Synonym von *Glyphioceras*.

Keine andere carbonische Goniatitengattung hat annähernd so reiches Material geliefert wie *Glyphioceras*. Daher ließen sich hier am besten Untersuchungen über die Variabilität der Arten anstellen. Mit Messungen war jedoch wenig auszurichten, man hätte 1. Exemplare gleichen Durchmessers, 2. Exemplare gleicher Windungsbreite, 3. Exemplare gleicher Entwicklung der Lobenlinie usw. messend vergleichen müssen. Aus den Messungen, die I. P. Smith mitteilt (1903, S. 69) geht nur hervor, daß gewisse Maße des Windungsquerschnitts und die Nabelweite nicht unabhängig voneinander variieren, aber das ist eigentlich selbstverständlich und beweist keineswegs, daß es sich um verschiedene Arten handelt. Unter den verschiedenen Möglichkeiten, Arttrennungen durchzuführen, gebe ich derjenigen den Vorzug, welche zugleich einen Altersunterschied ausdrückt. Daß *G. striatum* Sow. jünger ist als *crenistria* Phill., konnte Nebe[1]) (1911) feststellen, eine dritte Zone mit *G. poststriatum* Brg. (Unterart von *granosum* Portl.) fügte Brüning (1923) hinzu, ebenfalls fußend auf Untersuchungen im Gelände. Der Variabilität trug Brüning dadurch Rechnung, daß er eine größere Zahl von Arten unterschied, die drei genannten Entwicklungsstufen aber durch die Gattungen *Glyphioceras, Paraglyphioceras* und *Neoglyphioceras* kennzeichnete. Auf einzelne Irrtümer dieser Arbeit ist bei Besprechung der Arten einzugehen; die Zonenfolge erscheint mir um so mehr gesichert, als ich unabhängig von Brüning, fußend auf dem z. T. gut horizontierten Sammlungsmaterial der Geol. Landesanstalt, zu dem gleichen Ergebnis kam, und zwar auf Grund eines von ihm vernachlässigten Merkmals, der Zahl der Spirallinien. Damit läßt sich auch verdrücktes Schiefermaterial bestimmen, während Brüning's Methode für Steinkerne und glatte Varietäten unentbehrlich ist. Brüning's Einteilung lautet:

[1]) Eine Revision der Nebe'schen Bestimmungen siehe vorn S. 495, Anm.

Oben: »*Paraglyph. schaelkense* Brg.«, »*Neoglyph.« poststriatum* Brg., *cuboides* Brg., »*spirale* Phill.«
Mitte: »*Paraglyph.« striatum* Sow., »*rotundum* Brg.«, »*striatosphaericum* Brg.«, »*dorsoplanum* Brg.«, *ovale* Brg., »*arnsbergense* Brg.«
Unten: *Glyphioceras* »*sphaericum* Mart.«, »*sphaericum* var.« *crenistria* Phill.

1923 konnte ich zeigen, daß als vierte Zone die von Chokier folgt. Ich glaube, daß die meisten der Brüning'schen Arten in Wahrheit nur Varietäten sind, halte es aber für nützlich, eine Bezeichnung mit »var.« aufzusparen und einstweilen Unterarten aufzuführen, bis deren Gleichaltrigkeit mit den Hauptarten durch noch mehr Beobachtungen sichergestellt ist. Nur die Glieder von *crenistria* bezeichne ich als Varietäten, um damit zum Ausdruck zu bringen, daß es sich hier um kontinuierliche Variation handelt. Somit wären zu nennen:

Zone III δ: *Glyphioceras leodicense* n. sp.
Zone III γ: *Gl. granosum* Portl. mit den Unterarten *poststriatum* Brg., *spiraloides* n. subsp. und *umbilicus* Roem., ferner *Gl. subcircularis* Mill. mit den Unterarten *subcircularis* Mill., *caneyanum* Girty und *Newsomi* Sm.
Zone III β: *Gl. striatum* Sow. mit den Unterarten *striatum* Sow., *ovale* Brg., *sphaericum* Mart. und *falcatum* Roem.
Zone III α: *Gl. crenistria* Phill. mit den Varietäten *praestriata* n. var., *globostriata* n. var. und *globoides* n. var., sowie *Gl. spirale* Phill.

Zur Unterscheidung der Arten dienen die Spirallinien, gezählt von der Mitte der Außenseite bis zur Nabelkante (praktisch am besten bei möglichst starker Vergrößerung zu zählen unter Markierung der Abschnitte). (Striche lassen sich auf kieseligem Material am besten mit einem gespitzten Messingdraht machen.) Unter Berücksichtigung einer Fehlergrenze von 5 % erhält man die Zahlen für *striatum* 95, *crenistria* 75, *granosum* 36, *spirale* 24 und *subcircularis* 16.

Eine dem Vorkommen entsprechende Progression ist dabei nicht zu finden, höchstens könnte man *granosum* aus *crenistria* und *subcircularis* aus *spirale* ableiten wollen, was sich außer mit einer Reduktion auf die halbe Spiralstreifenzahl mit Ähnlichkeiten in Anwachsskulptur und Lobenlinie erklären ließe.

Eine Reihe weiterer Arten, die in Deutschland nicht vorkommen, schließt sich mehr oder weniger eng an *crenistria* an, wie *involutum* Kon., *complicatum* Kon. und *virgatum* Kon. sowie *obtusum* Phill. (nach Abzug von *Muensteroceras ovatum!*). *Glyph. asturicum* Frech (1902 a, S. 84, Textfig. 37 b, Barrois 1882, S. 292, Taf. 14, Fig. 1) dagegen mit 30—40 Spirallinien und einem nach vorn ganz schmal auslaufenden Mediansattel ist eine selbständige Art, vielleicht auch dem Vorkommen nach älter als *crenistria; Gl. Cumminsi* Hyatt dürfte die jüngste Art sein.

Crick und Foord bringen außer den genannten noch 19 weitere

Arten: die auf andere Gattungen etwa folgendermaßen zu verteilen sind:

zu *Muensteroceras: Oweni* Hall., *parallelum* Hall, »*hispanicum*« C. u. F. (? = *inconstans* Kon.), *truncatum* Phill. (mit »*vesica*« Phill. und »*implicatum*« Phill.) und *micronotum* Phill.

zu *Eumorphoceras: bilingue* Salt., *reticulatum* Phill., *Davisi* C. u. F. (? = *inconstans* Phill.) und vielleicht auch *bidorsale* Phill. und *stenolobum* Phill.

zu *Homoceras: excavatum* Phill., *calyx* Phill. und (nach einer Mitteilung des Herrn Bisat) *platylobum* Phill., *nitidum* Phill. und *striolatum* Phill. (mit *Phillipsi* C. u. F.).

zu *Anthracoceras: paucilobum* Phill.

zu streichen ist *mutabile* Phill., weil derartige Jugendformen zu den verschiedensten Arten gehören können und das Original verloren ist.

In Amerika ist *Glyphioceras* im wesentlichen mit den gleichen Arten vertreten wie bei uns.

Glyphioceras crenistria Phill.

Taf. 21, Fig. 1—3; Taf. 23, Fig. 13, 14

1850. *Goniatites crenistria* Phill., Sandberger, S. 74, Taf. 5, Fig. 1.
1897. *Glyphioceras crenistria* Phill, Crick und Foord, S. 160.
1911. » » » und *sphaericum* Mart., Nebe, S. 466, Taf. 15, Fig. 1—5.
1919. » » Weigelt, S. 222.
1923. » *sphaericum* Mart. und *sphaericum* var. *crenistria* Phill., Brüning, S. 265.

Mittelwindungen fast kugelig, mit gerundeter Nabelkante, ziemlich schnell anwachsend (E:R = 6:16 mm); Nabelweite etwa $^1/_6$ Durchm. Die Alterswindungen werden hochmündig mit E : R = 13:35 und darüber, also einer Beschleunigung der Höhenzunahme. Die Jugendwindungen sind den halberwachsenen ähnlich und von Anfang an enggenabelt, die Nabelweite erreicht bei ihnen höchstens $^1/_3$ Durchm. Die Nabelausfüllung ist demgemäß spitz keilförmig. — Die Flanken des Externlobus sind zu diesem konvex, E also nicht ausgeweitet. Der Sattel E/L endigt schmal (»zitzenförmig«), denn die Außenflanke des Laterallobus ist in der vorderen Hälfte ausgeweitet; die Innenflanke von L ist gerade. — Die Anwachsstreifen sind geradlinig, solange das Gehäuse fast kugelig ist; später erhalten sie eine flache Außenbucht und einen äußeren Seitenvorsprung, der kaum größer ist als der innere und mit diesem zusammenhängen kann. Spirallinien sind entweder nur durch Zähnelung der Anwachsstreifen angedeutet (*crenistria* typ.) oder deutlich ausgebildet (var. *praestriata*), ihre Zahl ist dann 75 auf dem halben Umfang. Einschnürungen des Steinkerns sind bei jüngeren Exemplaren stets vorhanden, oberhalb 30 mm hören sie auf.

Gl. crenistria variiert einerseits in der Skulptur und andrerseits im Querschnitt, und zwar so, daß einmal (z. B. bei Herborn) die Skulptur zwei verschiedene Gruppen unterscheiden läßt, das andere Mal (Iberg bei Grund) der Querschnitt. Man hat also außer *crenistria* typ. die Varietäten:

1. var. *praestriata* n. var.

Taf. 21, Fig. 2

Gestalt wie bei *crenistria* typ. oder noch früher hochmündig. Die deutlich geschwungenen Anwachsstreifen werden von etwa 75 scharfen Spirallinien gekreuzt, deren Zwischenräume verschieden groß sind. Die Einzelheiten der Skulptur erkennt man am besten auf Sandberger's Abbildung (1850, Taf. 5, Fig. 1). Diese Form wurde bisher stets als *Gl. striatum* bestimmt; soweit es sich aus den Abbildungen ersehen läßt, ist das u. a. der Fall bei de Koninck 1880, Taf. 46, Fig. 2.

2. var. *globostriata* n. var.

Taf. 23, Fig. 13

Gestalt breit- und niedrigmündig, der var. *globoides* entsprechend oder diese noch übertreffend. Es sind etwa 75 Spirallinien vorhanden wie bei der var. *praestriata*, aber die Zwischenräume sind hier gleichmäßig und die Anwachsstreifen nur wenig oder gar nicht geschwungen. Auch diese Varietät ist bisher als *Gl. striatum* bestimmt worden.

3. var. *globoides* n. var.

Taf. 21, Fig. 1

Diese Varietät ist nach Gestalt und Skulptur nur das niedrigmündige Extrem von *crenistria* typ. und ich hätte sie daher ohne besondere Benennung gelassen, wenn sie nicht stellenweise eine gewisse Häufigkeit erreichen würde. Stücke dieser Varietät haben bei 40 mm Durchm. eine Windungsbreite von 28 mm, bei 30 mm Durchm. von 21 mm. Die Anwachsstreifen sind gezähnelt und fast geradlinig. Sie wurden bisher meistens als *Gl. sphaericum* bestimmt.

Gl. crenistria ist in Europa in der culmischen wie in der Kohlenkalkfacies sehr verbreitet und kommt auch in Amerika vor. Verwechselungen sind weniger mit *striatum* möglich als mit Stücken von *Gl. granosum*, denen die Spiralskulptur fehlt; eine sichere Beurteilung ist da oft nur nach der Präparation der Jugendwindungen möglich.

Gl. crenistria ist in Deutschland sehr verbreitet, es findet sich allenthalben im Sauerland von Hagen bis Marsberg, im Waldeckischen, in der Dillmulde (Herborn), im Oberharz (Culmkalk vom Iberg bei Grund und darunterliegende Kieselschiefer der Lautenthaler Gegend), ferner im Kohlenkalk der Gegend von Hof (fide Gümbel) und in den Sudeten (oberer Kohlenkalk der Gegend von Neurode, z. B. Hausdorf und Dachschiefer von Meltsch bei Troppau). Im einzelnen findet sich *crenistria* typ. besonders häufig bei Niederhemer, var. *praestriata* bei Bredelar, Herborn und Grund, var. *globostriata* bei Grund, var. *globoides* bei Grund.

Glyphioceras spirale Phill.

Taf. 22, Fig. 8

1841. *Goniatites spiralis* Phillips, S. 121, Taf. 50, Fig. 233.
1850, 60. » » » , A. Roemer, S. 51, 167, Taf. 8, Fig. 15, 27 Fig. 2.
1911. *Glyphioceras* (*Beyrichoceras*) *spirale* Phill., Nebe, S. 469, Taf. 16, Fig. 1—3.
1902. » *spirale* Phill. var. *plana* Frech, Taf. 46a, Fig. 1.

Dm = 12+10; Wh = 5+5; Wb = 12 (9). Windungen stark umfassend, seitlich etwas abgeplattet, langsam anwachsend, höher als breit. Nabelkante schwach. Die Art wird nur etwa halb so groß wie die vorige. Jugendwindungen wenig abweichend. — Lobenlinie durch einen niedrigen Mediansattel ausgezeichnet. — Anwachsstreifen nur schwach, etwas wechselnd, gebogen. Die Spirallinien sind stets als kräftige Leisten ausgebildet; durch das Verschwinden der Nabelkante ist die Zählung in der enger gestreiften inneren Zone etwas erschwert; von da, wo die Nabelkante zu suchen wäre, bis zur Mitte der Externseite sind es stets ungefähr 25, wie schon Roemer (a. a. O., S. 167) angibt. Jede Windung hat vier oder mehr Einschnürungen, die sich auch auf der Schalenoberseite als Einschnürungen bemerkbar machen.

Starke Variabilität war nicht zu beobachten. Frech's Abbildung zeigt ein verhältnismäßig großes Stück, bei dem die Abplattung der Seiten naturgemäß etwas fortgeschritten ist; dadurch fallen die engeren Spiralstreifen der Nabelwand besser in die Seitenansicht, wodurch sich der von Nebe erwähnte Unterschied erklären läßt.

Da Phillips' Original ebenso wie das sämtliche, in Sammlungen verbreitete Material seines Original-Fundortes Chudley flachgedrückt ist, war ohne Zählung der Spirallinien ein exakter Begriff von der Art nicht zu bekommen, und so ist der Name oft zu Unrecht angewendet worden, so von Foord (1903, S. 191, Taf. 49, Fig. 9) für ein *Glyph. granosum*, von Hind (1905, S. 114, Taf. 6, Fig. 8) für ein *Eumorphoceras ornatum* und von Brüning (1923, S. 265) wieder für ein *Glyph. granosum*.

Typische Stücke lagen vor von Chudley, Grevenbrück, Bredelar, Nehden, Eimelrod und vom Iberg bei Grund, jedesmal Zone V α. Unverdrückte Exemplare fanden sich nur an dem letztgenannten Fundort, abgesehen von Nebe's Original, als dessen Fundpunkt nur Hagen angegeben ist. Die Schichtbezeichnung »grauer Kalk« hat Nebe zu Unrecht zugefügt.

Glyphioceras striatum Sow.

Taf. 21, Fig. 4—7, Taf. 23, Fig. 15—18

1911. *Glyphioceras striatum* Sow., Nebe, S. 468, Taf. 15, Fig. 6—8.
1923. *Paraglyphioceras striatum* Sow., *rotundum*, *striatosphaericum*, *dorsoplanum*, *ovale* und *arnsbergense* Brüning, S. 265.

Querschnitt ähnlich dem von *sphaericum*, nur ist der Mittelwert nach der Seite der Hochmündigkeit verschoben. Auch wachsen die Windungen weniger an (E : R = 5 : 15). Die Nabelkante ist etwas deutlicher und die Jugendwindungen sind etwas länger weitgenabelt (N = $^1/_3$ Dm normal bei 5 mm). — Die Flanken des Externlobus sind im allgemeinen gerade, der Sattel E/L ist breiter als bei *sphaericum* (»glockenförmig« nach Brüning); der Laterallobus ist in beiden Flanken ausgeweitet und zwar in der unteren Hälfte der Außenflanke. — Anwachstreifen in der Jugend und bei niedrigmündigen Varietäten geradlinig, sonst durch einen ziemlich kräftigen, weit nach außen gerückten äußeren Seitenvorsprung ausgezeichnet. Die Spiralstreifen

sind gewöhnlich gut ausgebildet, gezählt wurden jedesmal 90—100. Da diese Art sehr groß werden kann, stehen sie natürlich auf einem Bruchstück eines großen *striatum* weniger dicht als bei einem kleinen *sphaericum* var. *praestriata*, es hat also keinen Zweck, die Zahl der auf einen Zentimeter kommenden Spirallinien zu messen. Steinkerneinschnürungen auch bei großen Exemplaren noch vorhanden.

Die unter dieser Diagnose zusammengefaßten Formen unterscheiden sich etwas stärker und kommen mehr voneinander gesondert vor als die Varietäten von *crenistria*. Es erscheint deshalb ratsam, hier die Frage einstweilen offen zu lassen, ob Varietäten oder getrennte Arten vorliegen und die Kategorie der Unterart zur Gruppierung zu verwenden.

1. *striatum striatum* Sow.

Taf. 21, Fig. 4; Taf. 23, Fig. 15

1923. *Paraglyphioceras striatum* Brüning, S. 265.

Die typische Unterart umfaßt außer der Normalform der Gesamtart auch die etwas schlankeren Formen. Wh übersteigt Wb von 40—50 mm an, aber unterhalb 14—24 mm ist Wh nicht größer als $^1/_2$ Wb. Die Jugendwindungen sind in der Gestalt denen von *crenistria* ähnlich, haben aber schon sehr früh geschwungene Anwachsstreifen. Die Spiralstreifung ist sehr regelmäßig ausgebildet.

2. *striatum ovale* Brg.

Taf. 21, Fig. 5; Taf. 23, Fig. 16, 17

1923. *Paraglyphioceras ovale* Brüning, S. 265.

Diese sehr auffallende, in älterer Literatur noch nicht bekannte Form erreicht nach Brüning nur eine Größe von 15 mm; das entspricht auch dem größten Stück, das mir vorlag, und von welchem Nebe (1911, Taf. 15, Fig. 8c) die Lobenlinie als von *striatum* abgebildet hat; dies Stück, die Altersform von *ovale*, ist der Jugendform von *striatum* tatsächlich ähnlich. Die häufigen bedeutend kleineren Exemplare dagegen haben eine sehr eigenartige, tonnen- oder fast walzenförmige Gestalt. Die Nabelkante ist scharf und glatt. — Die Anwachsstreifen sind kräftig gewellt, ihre Seitenbucht ist tiefer als ihre Außenbucht. Spiralskulptur wurde nicht beobachtet.

Brüning hielt es übrigens für möglich, daß *ovale* die Jugendform von »*striatosphaericum*« sei; die großen Exemplare, die bei Deinstrop und Hüingsen neben den Mengen von *ovale* vorkommen, erwiesen sich durch Querschnittspräparate als (verhältnismäßig dicke) *striatum striatum*.

3. *striatum sphaericum* Mart.

Taf. 21, Fig. 6

1897. *Glyphioceras sphaericum* Mart., Crick und Foord, S. 157.
1923. *Paraglyphioceras striatosphaericum* Brüning, S. 265.

Der hier vertretenen Auffassung dieser Unterart liegen einige Stücke von Lautenthal mit außergewöhnlich klaren Querschnittspräparaten zugrunde. Sie stehen ungefähr in der Mitte zwischen *str. striatum* und *str. ovale:* der einzelne Windungsquerschnitt ist sehr breit-

und niedrigmündig, der Gesamtquerschnitt ist jedoch nicht breiter als ein Kreis, weil eine unverhältnismäßig große Zahl (6 bis zur Größe von 8 mm) von ganz evoluten Anfangswindungen vorhanden ist, durch die ein verhältnismäßig weiter Nabel bedingt wird. Die Anwachsstreifen zeigen nur im Alter einen schwachen äußeren Seitenvorsprung. Die Spiralskulptur ist schwächer als bei der typischen Unterart; es scheint mir, daß Stücke ohne Spiralskulptur, wie sie Brüning unter »*Paraglyph. rotundum*« beschrieben hat (1923, S. 265), ebenfalls herzurechnen sind. Bei Brüning's »*striatosphaericum*« fehlt uns leider die Kenntnis der Jugendwindungen ebenso wie bei dem Original von *sphaericum* Mart. Der Beschreibung bei Crick und Foord entnehme ich jedoch, daß dieses Stück ein langsames Wachstum und eine scharfe Nabelkante hat und keinen vorn verschmälerten Sattel E/L; wenn auch die Merkmale der Lobenlinie mit Vorsicht zu verwenden sind, da sie sich mit den verschiedenen Reifestadien ändern, glaube ich doch das echte *sphaericum* von *crenistria* abtrennen zu müssen, mit dessen var. *globoides* oder *globostriata* es so oft verwechselt wurde.

4. *striatum falcatum* Roem.

Taf. 21, Fig. 7.

?1843. *Nautilus polytrichus* Roemer, S. 33, Taf. 9, Fig. 12.
1850. *Goniatites reticulatus* und *falcatus* Roemer, S. 50, Taf. 8, Fig. 11, 12.
1899. *Glyphioceras subreticulatum* Frech, Taf. 46a, Fig. 6.
1923. *Paraglyphioceras arnsbergense* Brüning, S. 265.

Taf. 23, Fig. 18 zeigt die charakteristische Skulptur dieser Unterart, wie sie innerhalb einer Windung aus der *striatum*-Skulptur hervorgeht: Die Spirallinien erhalten sich nur in kurzen Stücken auf den scheinbaren Rippen, die zwischen den in dichter Folge auftretenden Einsenkungen stehen bleiben. Wegen des starken äußeren Latealvorsprungs wurde sogar an Beziehungen zu *Eumorphoceras reticulatum* gedacht. Die Lobenlinie ist die von *striatum*. Das Taf. 23, Fig. 18 abgebildete Stück ist eigentlich ein *striatum striatum*, das im Alter die *falcatum*-Skulptur bekommt; das weist auf enge Verwandtschaft hin. In seiner Mündung saßen mehrere enggenabelte Jugendformen, in einem anderen Exemplar, das zur Gewinnung eines vollständigen Querschnittes durchgeschnitten wurde, zeigten sich an der Stelle des fehlenden Schaleninnern mehrere weitgenabelte Jugendformen. Ich glaube, daß es sich in beiden Fällen nicht um artfremde Junge gehandelt hat und halte es nur für natürlich, daß da, wo sich die *striatum*-Merkmale so lange erhalten, auch die Jugendform von *striatum striatum* da ist; in anderen Fällen stellt sich ja auch die besondere Skulptur bedeutend früher ein.

Brüning's *arnsbergense* ist nur bis zu einer Größe von 25 mm beschrieben, also vielleicht die halberwachsenen Exemplare dieser im östlichen Sauerland (sonst erst von Brilon an) und im Harz nicht seltenen großen Form.

Es wurde oben gezeigt, daß ein Teil der in der Literatur als *striatum* gehenden Formen nur Varietäten von *crenistria* sind. Synonymenverzeichnisse, wie sie etwa Foord 1903, S. 154 gibt, wird man

ganz erheblich reduzieren müssen, wenn man einigermaßen zuverlässige Daten haben will. Eine Neubearbeitung der englischen Originale wird vielleicht für die in manchen Punkten noch schwierige Abgrenzung dieser Art Fortschritte bringen, die Angaben bei Crick und Foord genügen nicht.

I. P. Smith hat ohne Zweifel recht, wenn er *Gl. striatum* aus den Fayetteville-Schiefern von Arkansas aufführt, es wäre nicht nötig gewesen, daß Girty 1909, S. 59 diese Bestimmung vorsichtigerweise wieder in *choctawensis* Shum. änderte. Gerade unter den von Girty gegebenen Figuren zeigen sich neben Stücken, die auch zu *crenistria* gehören könnten, typische Skulpturstücke und Jugendexemplare von *striatum*.

Brüning hat unter dem Namen *Paraglyph. dorsoplanum* ein Bruchstück einer ganz großen Alterswindung beschrieben, das einstweilen noch ohne Zusammenhang mit einer bekannten Form ist. Mir lagen die größten Exemplare von Aprath vor, sie mögen 130 mm Durchm. gehabt haben. Die typische Unterart findet sich in den Plattenkalken von Hüingsen, Deinstrop und Herdringen, verkieselt in Schiefern bei Bredelar und Lautenthal; *striatum sphaericum* verkieselt bei Wirminghausen (Waldeck) und Lautenthal; *striatum falcatum* lag vor von Osterhof bei Brilon, verschiedentlich aus dem Diemeltal und vom Bahneinschnitt zwischen Lelbach und Rhena (Waldeck), schließlich mehrfach aus der Gegend von Lautenthal, namentlich vom Borberg; *striatum ovale* scheint nur in den Plattenkalken zwischen Öse und Herdringen vorzukommen.

Glyphioceras granosum Portlock

Taf. 21, Fig. 8—10; Taf. 23, Fig. 19—24

1843. *Goniatites granosus* Portlock, S. 407, Taf. 29, Fig. 9.
1850. » *spirifer* Roemer, S. 51, Taf. 8, Fig. 16.
1903. *Glyphioceras* (*Beyrichoceras*) *spirale* Phill., Foord, S. 191, Taf. 49, Fig. 9.
1923. *Neoglyphioceras poststriatum, cuboides* und *spirale* Phill.; *Paraglyphioceras schaelkense* Brüning, S. 265.

Querschnittsform kaum von *striatum* zu unterscheiden, Windungen allenfalls noch etwas langsamer zunehmend. Nabelausfüllung glatter, kegelförmig. Lobenlinie ebenfalls wie bei *striatum*, nur ist der Externlobus in der Regel auch noch durch eine Ausbiegung der Schenkel des Medianlobus etwas ausgeweitet. Anwachsstreifen in der Jugend vorgezogen, im Alter einbogig. Spiralskulptur sehr kräftig bis kaum sichtbar, stets aus ungefähr 36 Streifen bestehend. Gewöhnlich 3 Einschnürungen auf dem Steinkern, die sich auch auf der Schale bemerkbar machen können.

Die Variabilität ist etwas geringer als bei *striatum*, Wb schwankt nur zwischen 0,5 und 1 Dm.

Es erschien zweckmäßig, Brüning's Namen *poststriatum* in ziemlich enger Begrenzung zu erhalten, für die Gesamtart dagegen einen der älteren Namen zu verwenden. Dazu kam zunächst Roemer's *spirifer* in Betracht, dessen in Clausthal befindliches Original sich als zweifellos hergehörig erwies. Indessen teilte mir Herr Bisat mit, daß

die Merkmale unserer Art sich auch an Portlock's Original des *Goniatites granosus* feststellen lassen, so daß dieser Name aus Prioritätsgründen gelten muß.

1. *granosum poststriatum* Brg.

Taf. 21, Fig. 8; Taf. 23, Fig. 21—24

1923. *Neoglyphioceras cuboides* und *poststriatum* Brüning, S. 265.

Jugendwindungen enggenabelt, Windungshöhe sehr langsam anwachsend: Dm = 20 + 18; Wh = 6 + 10; Wb = 24 (18). Zwischen 15 und 5 mm wurde an dem Taf. 23, Fig. 21 abgebildeten Präparat eine Abflachung der Außenseite und damit das Merkmal des »*cuboides* Brüning« beobachtet; mir scheint das Stück nur als sehr niedrigmündig in die Variationsbreite der Unterart hineinzugehören. Die vielfach gut beobachtete Lobenlinie zeigt keine Besonderheiten. Die Anwachsstreifen sind einbogig, in der Jugend zweibogig. Die Spiralskulptur ist stets kräftig; wie Taf. 23, Fig. 21 zeigt, ändert sich die Zahl der Spirallinien im Laufe des Wachstums nicht. Die Einschnürungen sind nicht stärker als sonst bei Glyphioceratiden.

2. *granosum spiraloides* n. sp.

Taf. 21, Fig. 9

1923. *Neoglyphioceras spirale* Phill., Brüning, S. 265.

Es lagen nur zwei von Brüning trotz der Lobenlinie (mit hohem Mediansattel) als *spirale* Phill. bestimmte Exemplare von Herdringen vor. Eins davon lieferte einen Querschnitt mit weitgenabelten Jugendwindungen. Die drei Einschnürungen eines Umgangs sind durch breite Einsenkungen der Schalenoberseite ausgezeichnet und geben der etwas schlankeren Form damit auch äußerlich ein von *poststriatum* wohl unterscheidbares Gepräge.

3. *granosum umbilicus* Roem.

Taf. 21, Fig. 10; Taf. 23, Fig. 19, 20

1855. *Goniatites umbilicus* Roemer, S. 150, Taf. 22, Fig. 18.
1912. *Paraglyphioceras schaelkense* Brüning, S. 265.
1923. *Glyphioceras subglobosum* Dollé, S. 242, Taf. 7, Fig. 9.

Die von Roemer beschriebenen Jugendformen aus den oberen Lautenthaler Schichten des Harzes ließen sich in ihrem Wachstum noch etwas weiter verfolgen, sie werden schnell enggenabelter und breitmündiger (Taf. 23, Fig. 19). Man hat also zwei Wachstumsstadien, die genau mit gleichgroßen Formen aus dem oberen Hasselbachtal bei Hohenlimburg übereinstimmen, welche sich aus dem von dort beschriebenen »*schaelkense* Brüning« herauspräparieren ließen. Auch Dollé hat solche Jugendformen aus der gleichen Zone Nordafrikas beschrieben.

Die erwachsene Form hat etwas schneller anwachsende Windungen als *gran. poststriatum:* Dm = 21 + 16; Wh = 7 + 10; Wb = 25 (17); sie hat eine ziemlich ausgeprägte Nabelkante und eine glatte Nabelwand. Die Lobenlinie zeigt auch hier keine zur Unterscheidung brauchbaren Merkmale. Die Anwachsstreifen sind in der Jugend vorgezogen, bei 5 mm neigen sie sich in ihrer Gesamtheit rückwärts und erhalten dann bis ins Alter einen typisch einbogigen Verlauf. An

diesem auch von Brüning vorangestellten Merkmal ist diese bisher meist mit *crenistria* verwechselte Art (z. B. Wolterstorff 1899, Taf. 2, Fig. 7—9) am besten zu erkennen. Wenige besonders gut erhaltene Stücke zeigten schwache, aber noch zählbare Spiralskulptur mit der Zahl 36.

In die Nähe dieser Subspezies gehört eine Form, die bei Rösenbeck unweit Brilon, anscheinend auch in IIIγ, von Herrn Paeckelmann gefunden wurde: ein Stück von 13 mm Durchm. zeigt eine Nabelweite von 5 statt $3^1/_2$ mm; die entsprechend niedrigeren Windungen zeigen naturgemäß einen geraderen Verlauf der scharfen Anwachsstreifen, aber bei dem größten Stück von 17 mm Durchm. erkennt man schon den charakteristischen einfachen Seitenbogen. Vielleicht gibt uns das eine Brücke zu der von Bisat (1925, S. 53, Taf. 6, Fig. 6) als *Beyrichoceratoides castletonense* beschriebenen Form, die bei der gleichen Größe von 13 mm etwa 8 mm Nabelweite hat.

Glyphioceras granosum wurde bisher meistens mit *spirale* und *striatum* verwechselt (Foord 1903, Taf. 42, Fig. 4, Taf. 49, Fig. 9), beim Fehlen der Spiralstreifung wohl auch mit *crenistria* (Wolterstorff 1899, Taf. 2, Fig. 7—9). Hind's Angaben über eine »Zone des *Glyphioceras spirale*« beruhen allem Anschein nach auf dieser und der folgenden Art.

Sie ist in der Zone IIIγ sehr verbreitet und häufig, aber meistens flachgedrückt. Im einzelnen fanden sich: *granosum poststriatum* bei Windrath (erwähnt als *spirale* in Kayser's Lehrbuch, 1923, S. 283), bei Herdringen und namentlich in großen Exemplaren an dem benachbarten Fundpunkt Oelinghausen. Die besten Stücke fanden sich (nach Anfertigung der Tafeln) in Ober-Alme bei Brilon, sie zeigen dieselbe klare Verkieselung wie die Stücke von Windrath. Flachgedrückt lag es vor von Henkhausen, Warstein, Eimelrod (Waldeck) und Lautenthal; unter diesem Material mag sich vielleicht auch *granosum spiraloides* verbergen, das nur von Herdringen bekannt ist. *Granosum umbilicus*, das nach Brüning eine eigene Zone kennzeichnen sollte, findet sich an anderen Orten, aber mit der gleichen Begleitfauna, so im Hasselbachtal bei Hohenlimburg, am SO-Fuß des Enkebergs bei Brilon, bei Magdeburg und in kleinen Exemplaren bei Warstein und Bockswiese.

Glyphioceras subcirculare Miller

Taf. 21, Fig. 13, 14; Taf. 6, Fig. 1—7

1903. *Goniatites subcircularis* Mill., I. P. Smith, S. 81, Taf. 26, Fig. 14—18.
» *Newsomi* Sm., I. P. Smith, S. 78, Taf. 14, Fig. 2—5.
Gastrioceras entogonum Gabb., I. P. Smith, S. 87, Taf. 10, Fig. 17—19 und
Goniatites striatus Sow., I. P. Smith, Taf. 26, Fig. 6, 7 cet. excl.
1909. *Gastrioceras caneyanum* Girty, S. 57, Taf. 12, Fig. 4—10 und
Goniatites Newsomi Sm, Girty, S. 62, Taf. 12, Fig. 11.
1912. *Glyphioceras subcircularis* var. *zousfanensis* Dollé, S. 246, Taf. 7, Fig. 4.

Anfänglich hatte ich nur flachgedrückte Stücke von verschiedenen, dem Alter nach nicht genau bekannten Fundpunkten als *subcircularis* bestimmt, die mir durch die Zahl von etwa 16 Spiralstreifen aufge-

fallen waren. Im Frühjahr 1924 fand ich jedoch an drei benachbarten Fundpunkten der Gegend südlich von Neheim in den Plattenkalken der Zone IIIγ ein reichliches und wohlerhaltenes Material, das gleich drei der schon nach der amerikanischen Literatur vermutungsweise zusammengestellten Arten wiedererkennen ließ.

Gemeinsam ist ihnen eine ziemlich geringe Größe, eine primitive Lobenlinie mit kleinem, schmalen Mediansattel, ferner stark vorgezogene Anwachsstreifen mit nur kleiner Außenbucht und gleichlaufende, kräftige Einschnürungen, vor allem aber die Zahl von etwa 16 Spirallinien.

1. *subcircularis subcircularis* Mill.

Taf. 21, Fig. 12; Taf. 24, Fig. 1, 2

Von früher Jugend an enggenabelt, Seiten erheblich abgeplattet, Windungen höher als breit. Die Querschnittsmaße sind: Dm = 11 + 9; Wh = 6 + 4; Wb = 9 (?). Die Lobenlinie war nur undeutlich zu beobachten, nach der Abbildung bei Smith zeigt sie einen kleinen Mediansattel. Die Anwachsstreifen und Einschnürungen sind stark geschwungen, sie lassen an größeren Stücken auch einen inneren Seitenvorsprung erkennen. Solche Exemplare zeigen auch eine Vermehrung der Spirallinien bis auf 22 (auf Taf. 24, Fig. 1 zu verfolgen).

Wenn Girty (1909, S. 58) bemerkt, daß Miller's Original-Abbildung einen geschlossenen, Smith's Abbildung einen zwar engen, aber deutlich offenen Nabel zeigt, scheint in dieser Hinsicht eine gewisse Variabilität zu herrschen; auch mein Material zeigt bei gleicher Größe Schwankungen der Nabelweite von $^1/_{10}$ bis $^1/_6$ Durchm.

2. *subcircularis caneyanum* Girty

Taf. 21, Fig. 13; Taf. 24, Fig. 3

Dm = 8 + 7; Wh = 3 + 3; Wb = 10 (7). Diese Unterart ist, wie auch Girty feststellte, eine Mittelform zwischen *subcircularis* und *Newsomi*. Für eine solche ist es merkwürdig, daß sie bei uns an einem dritten Fundort und verhältnismäßig am seltensten gefunden wurde. Girty hat auch die evoluten Jugendwindungen abgebildet, derentwegen er die Art mit Vorbehalt zu *Gastrioceras* rechnet. Ein Jugendexemplar, daß Smith 1903 (Taf. 26, Fig. 6, 7) als *striatum* abgebildet hat, scheint auch hierher zu gehören.

3. *subcircularis Newsomi* Sm.

Taf. 21, Fig. 14; Taf. 24, Fig. 4—7

In der Gestalt entfernt sich diese Unterart sehr weit vom typischen *subcircularis*, sie ist weitgenabelt, die Windungen fast doppelt so breit wie hoch: Dm = 7 + 5; Wh = 4 + 2; Wb = 10 (7). Die Jugendwindungen ähneln zuerst denen eines *Homoceras Burhennei*, dann denen eines *Glyphioceras striolatum* (mit einer deutlichen Nabelkante, deren äußerer und innerer Abfall die gleiche Neigung zur Symmetrieebene haben). In diesem Stadium, also bei 5 mm, stellen sich bereits die Spirallinien ein, die sich bald auf die definitive Zahl 16 vermehren. Die Lobenlinie war mehrmals deutlich zu beobachten, vgl.

Taf. 21, Fig. 14. Die Anwachsstreifen haben auch bei den größten Stücken weder Außenbucht noch inneren Seitenvorsprung. Die Spiralleisten sind sehr hoch und scharf, so daß die Schale meistens im umgebenden Gestein hängen bleibt; der Steinkern zeigt ebenfalls Spuren der Spiralstreifung.

Eine vierte, wahrscheinlich noch hergehörige Unterart, »*Gastrioceras*« *entogonum* Gabb., hat sich in Europa nicht gefunden. Die amerikanischen Vorkommen der verschiedenen Unterarten aus den Fayetteville-Schiefern von Arkansas und den Caney-Schiefern von Oklahoma dürften auch in die Zone IIIγ gehören, wie das für das nordafrikanische Vorkommen des *Glyph. subcircularis* Dollé (1912) sicher ist.

Flachgedrücktes Material lag vor von Kleinobs bei Velbert, von Theiske bei Adorf und von der Edersperre gegenüber Waldeck. Die einzelnen Unterarten fanden sich in den Plattenkalken der Zone IIIγ südlich Neheim: *subcircularis subcircularis* in 19 Exemplaren bei Oelinghausen, *subcircularis caneyanum* in 8 Exemplaren nordwestlich Estinghausen und in einem Bruchstück bei Oelinghausen; *subcircularis Newsomi* ist bei Estinghausen selbst häufig. Vergesellschaftet sind die Formen am ersten Fundort mit *Glyphioceras granosum poststriatum*, am zweiten mit *Gl. granosum umbilicus*, und am dritten hauptsächlich mit *Homoceras meslerianum*.

Glyphioceras leodicense[1]) n. sp.

Taf. 21, Fig. 15; Taf. 24, Fig. 8, 9, 29

1897. *Glyphioceras diadema* (*Beyr.*) Crick und Foord, S. 202, Fig. 98.
1898. » *striolatum* Phill., Haug, S. 92, Taf. 1, Fig. 22, 24–27.
1909. » » » , Semper, S. 256.
1923. *Homoceras* » » , Schmidt, S. 296.

Diese Art ist unter dem Namen *striolatum* Phill. von Haug so eingehend behandelt worden, daß eine Beschreibung sich hier erübrigt. Haug stellte fest, daß Altersformen von *Homoceras beyrichianum* ihr zwar einigermaßen ähnlich werden können, daß aber die Jugendwindungen beider Arten so verschieden sind, daß ein Zusammenwerfen beider Arten unter dem Namen *diadema* Gldf. nicht angängig ist. Präpariert man bis auf noch kleinere Windungen zurück (Taf. 24, Fig. 8), so kann man außer den Einschnürungen noch eine große Ähnlichkeit mit *spirifer* var. *umbilicus* feststellen: die Form ist nahezu dieselbe, die Anwachsstreifen sind ebenfalls vorgezogen, zeigen aber hier noch keine Außenbucht. Bei einer Größe von 6—12 mm ist die Nabelkante etwas herausgehoben. An einem Exemplar von Chokier (Göttinger Sammlung) ließen sich ganz schwache Spuren von Spiralstreifung feststellen und zwar ungefähr 16, was auch auf Zusammenhänge mit *subcircularis* deuten könnte.

Der Name *diadema* Goldfuss umfaßt anscheinend in der ursprünglichen Geltung auch *Homoceras beyrichianum; diadema* Bey-

[1]) Nach Leodicum = Lüttich.

RICH (1837) erscheint mir nicht mehr anwendbar, weil u. a. BISAT neuerdings auf die erste Fassung zurückgreift (und englische Formen damit identifiziert, die m. E. eine dritte Art darstellen).

Das deutsche Material, welches durchweg flachgedrückt ist, zeigt vor allem ebenso wie das von Chokier, das der neuen Art zugrunde gelegt wird, keine durch Nabelknoten ausgezeichnete *calyx*-Jugendform; deshalb ist sie auch von dem sonst sehr ähnlichen *Homoceras striolatum* PHILL. zu trennen, das in England offenbar in ein wenig jüngeren Schichten vorkommt.

Uellendahl bei Elberfeld (coll. WALDSCHMIDT, jetzt in Berlin), »hangende Alaunschiefer«. Ferner Henkhausen und Herdingen, gleicher Horizont. Nur ein schlecht erhaltenes Stück liegt vor aus Schiefern in der Culm-Grauwacke, aus dem (jetzt verschütteten) Steinbruch bei der Grube Hilfe Gottes bei Grund. Eben noch kenntliche Stücke fand Herr BREDDIN auf der Halde der alten Zeche Diepenbrock bei Mülheim (Ruhr). Immerhin genügen diese Funde, um der Art ihre Stellung als Zonenfossil für III δ zu sichern.

Gattung **Homoceras** HYATT

Syn.: *Adelphoceras* GIRTY 1909, *Eumorphoceras* WEDEKIND 1917, *Sagittoceras* HIND 1918, *Eumorphoceras* + *Girtyoceras* BRÜNING 1923.

Homoceras umfaßt eine Reihe äußerlich sehr verschiedener Formen, die durch eine gemeinsame, sehr eigenartige Jugendform verbunden sind. Diese wurde von PHILLIPS 1836 als *Goniatites calyx* beschrieben und von HYATT 1883 zum Typus der Gattung *Homoceras* gemacht; damals schien außerdem nur *mutabile* PHILL. zu der gleichen Gattung zu gehören, eine Art, die heute ausscheidet. Die *calyx*-Form zeichnet sich aus durch Weitnabeligkeit, breit- und niedrigmündige Windungen und besonders durch eine herausgehobene, spitzwinkelige, enggeknotete Nabelkante, also ungefähr die verkleinerte Form eines erwachsenen *Gastrioceras Listeri*. Zu welcher Art die von PHILLIPS beschriebene Jugendform gehört, läßt sich gegenwärtig nicht ohne weiteres feststellen, ihre Zugehörigkeit zu *beyrichianum* KON. läßt sich nur vermuten. Die ihm ähnlichen Jugendwindungen bezeichne ich im folgenden als *calyx*-Stadium.

Als nächstes folgt ein *excavatum*-Stadium, benannt nach dem *Glyphioceras*-ähnlichen *excavatum* PHILLIPS (1836, S. 235, Taf. 19, Fig. 33—35). In diesem Stadium wird die Wölbung der Außenseite ganz erheblich erhöht und es kommt zur Ausbildung von Seitenflächen, die wenigstens teilweise parallel zueinander abgeplattet werden.

Das dritte ist das *bisulcatum*-Stadium, benannt nach *Eumorphoceras bisulcatum* GIRTY, das zeitweise (WEDEKIND 1917, S. 139) mit *Homoceras*-Formen verwechselt wurde. Es hat jederseits auf der äußeren Hälfte der Seiten eine deutliche Spiralfurche.

Das *discus*-Stadium, benannt nach *Homoceras discus* ROEM., ist das vierte und letzte. Es hat eine zugeschärfte Außenseite, die Nabelkante verschwindet, die Seiten neigen sich in sanftem Bogen

zur Naht. Die Lobenlinie gleicht der von *Glyphioceras*, nur sind im allgemeinen die Sättel E/L stärker, die Sättel L/U schwächer entwickelt als dort, und die Spitzen des Externlobus divergieren etwas. — Die Anwachsstreifen sind bereits im *calyx*-Stadium vorgezogen, im *excavatum*-Stadium kommt eine Außenbucht hinzu und es entwickelt sich ein auch für die weiteren Stadien charakteristischer hoher und breiter äußerer Seitenvorsprung. Spiralskulptur wurde nur in untergeordnetem Grade beobachtet. Sehr bezeichnend sind die Einschnürungen, die stets vorgezogen sind und die Nabelkante sowie die Außenseite frei lassen; sie beginnen im *calyx*-Stadium, sind im *excavatum*-Stadium am deutlichsten und hören im *bisulcatum*-Stadium auf, nachdem sie kürzer und zahlreicher geworden sind.

Girty hat für sein »*Adelphoceras*« *meslerianum* die *calyx*-artigen Jugendwindungen beschrieben und abgebildet, die Konsequenzen daraus aber wohl deshalb nicht gezogen, weil in Amerika der Begriff »*calyx*« durch I. P. Smith's unzutreffende Bestimmung verwirrt war. — Hind's Gattung »*Sagittoceras*« (1918, S. 447, Taf. 16, Fig. 1) stützt sich auf eine einzelne unvollständige Alterswindung mit *discus*-Charakter. Das trotz der Bearbeitung durch Crick noch recht dunkle *vesiculifer* de Koninck (1880) wird von Bisat (1924, S. 44) wohl mit Recht in die gleiche Gattung gebracht.

Von den doch ziemlich auffälligen und gut unterscheidbaren *Homoceras*-Arten des deutschen Culm war noch vor wenigen Jahren so gut wie nichts bekannt. Erst 1923 wurden durch K. Brüning unterschieden:

a) Formen mit ausgeprägter Spiralfurche und weitgenabelten Jugendwindungen: »*Eumorphoceras*«:
Burhennei Brg. mit starkem Formwechsel, Zone III β und
»*Wedekindi* Brg.« (jetzt *coronula* Roem.) »von einfachem Gehäusewachstum«, oberer Teil der Zone III γ.

b) Keine oder erst im Alter schwache Spiralfurchen, enggenabelt: »*Girtyoceras*«:
»*meslerianum*« (jetzt *brüningianum*) in III β,
»*postmeslerianum* Brg.« (ohne Beschreibung — jetzt *meslerianum*) im unteren Teil von III γ,
»*discus*« (vermutlich Altersform von *coronula*) in III γ.

Die verhältnismäßig große Zahl von Merkmalen erlaubt eine gute Verfolgung der Stammesgeschichte: Die Hauptreihe, Brüning's »*Eumorphoceras*«, bringt in III α *discus* Roem. hervor, in III β *Burhennei* Brg., in III γ *coronula* Roem. und in III δ *beyrichianum* Kon.; die Nebenreihe, Brüning's »*Girtyoceras*«, in III β *brüningianum* n. sp. und in III γ *meslerianum* Girty.

Weniger übersichtlich sind anscheinend die Zusammenhänge der im untersten Obercarbon namentlich Englands noch auftretenden jüngeren Arten. Bald ergeben Lobenlinie und schräg vorwärts liegende Anwachsstreifen eine große Ähnlichkeit mit *Glyphioceras leodicense* — so *striolatum* Phill., vgl. Bisat 1925, Taf. 7, Fig. 6—9 —, bald wird durch Ausfallen der *calyx*-Nabelknoten der Gattungscharakter

anderweitig verdunkelt — »*diadema*« bei Bisat 1925, Taf. 4, Fig. 3, 5 und cf. *Smithi* bei uns.

Homoceras discus A. Roemer

Taf. 21, Fig. 16; Taf. 24, Fig. 10, 11

1852. *Goniatites platylobus* Phill. und *discus* Roemer, S. 95, Taf. 13, Fig. 32, 35.
1889. *Glyphioceras micronotum* Phill. und *Roemeri* (partim) Holzapfel, S. 27, 28; ?Taf. 2, Fig. 1.
1898. *Pronannites discus* Roem., Haug, S. 40.

Roemer's Original ist in der Mitte durchgebrochen und lieferte den Taf. 21, Fig. 16 abgebildeten Querschnitt; Roemer's Fig. 32, »*platylobus*« paßt in diesen gut hinein. Ein anderes Exemplar, Taf. 24, Fig. 11, wurde bis zu einer Größe von 4 mm aufgebrochen, wo dann die erwartete *calyx*-Jugendform zum Vorschein kam (Taf. 24, Fig. 10). Das *excavatum*-Stadium umfaßt $3^1/_2$ Windungen (Taf. 24, Fig. 11), es hat kräftige Anwachsskulpturen und kräftige, etwas über die Seitenmitte reichende Einschnürungen, welche die Schalenoberfläche ebenso betreffen wie den Steinkern. Ein *bisulcatum*-Stadium ist nicht vorhanden. Das *discus*-Stadium ist an Roemer's Original noch gekammert, also nicht auf eine Windung beschränkt; es zeigt Andeutungen der stark zweibogigen Anwachsstreifen.

Goniatites discus Roemer (1850, Taf. 6, Fig. 7) aus dem Iberger Kalk gehört natürlich längst einer anderen Gattung *(Tornoceras)* an und macht unsern Namen nicht zum Synonym, wie es scheinbar Roemer selbst dachte, bei der Etikettierung mit dem unveröffentlichten Namen *ellipticus*.

Außer flachgedrückten Exemplaren von Gerlingsen, Oese, Bredelar, Eimelrod und von Hausdorf bei Neurode liegen 4 vor aus dem Culmkalk des Ibergs bei Grund (Slg. Göttingen, Landesanstalt und Clausthal).

Dieser Art nahe stehen zwei Stücke von Grund, darunter Roemer's Original zu »*Gon. truncatus* Phill.?« (1852, S. 94, Taf. 13, Fig. 30); sie wären als *excavatum* Phill. zu bestimmen, wenn nicht die Spitzen des Externlobus eine dort nicht beobachtete Biegung nach außen zeigen würden. *Glyphioceras? excavatum* Phill. (Crick und Foord 1897, S. 200) mit vorgezogenen Einschnürungen, welche die Nabelkante frei lassen, die Außenseite jedoch überqueren, steht auf der Grenze gegen *Homoceras*.

Homoceras Burhenni Brüning

Taf. 21, Fig. 19; Taf. 24, Fig. 15—19.

1911. *Glyphioceras* aff. *reticulatum* Phill., Nebe, Taf. 16, Fig 8.
1917. *Eumorphoceras bisulcatum* Girty, Wedekind, S. 139.
1923. » *Burhenni* Brüning, S. 265.

Calyx-Stadium durchaus eigenartig, extrem weitgenabelt mit flachliegender Nabelwand; die knötchentragende Nabelkante ist so weit nach außen gerückt, daß die äußere Nabelweite noch bei 4 mm dem Durchmesser gleich ist. Die Außenseite ist eben und trägt in der Mitte einen ganz schwachen Kiel. — Das *excavatum*-Stadium umfaßt

nur einen Umgang, in welchem ein starkes Anwachsen der Windungshöhe beginnt; zugleich stellt sich die Nabelwand senkrecht, die Nabelweite geht von hier an nicht mehr viel über 5 mm hinaus. — Bei 10 mm beginnt die *bisulcatum*-Furche (vgl. Nebe's Fig. 8), zuerst außen; später rückt sie so weit nach innen, daß $^2/_5$ der Seiten außerhalb von ihr bleiben. Diese Furche erhält sich ebenso wie die Nabelkante durch 2 Umgänge, bis bei 40 mm das *discus*-Stadium erreicht wird. Dies ist mir nur nach Brüning's Angaben und aus zwei Bruchstücken scharf gekielter Außenseiten vom Buchberg bei Hüingsen bekannt. — Die Lobenlinie hat den der Gattung eigentümlichen Verlauf. — Die Anwachsstreifen sind im *calyx*-Stadium vorgezogen und haben eine kleine Außenbucht (Taf. 24, Fig. 19), im 2. Stadium sind sie auf den Seiten stark vorgebogen, im 3. verbreitert sich der äußere Seitenvorsprung und ein innerer kommt hinzu. Dementsprechend sind die sehr kräftigen Einschnürungen im 2. Stadium nach vorn konkav, im späteren 3. nach vorn konvex. Es kommen ihrer etwa 10 auf einen Umgang. Im 2. Stadium können einzelne von ihnen die Außenseite überqueren.

Häufig in III β, aber nur zwischen Iserlohn und Arnsberg: Oese, Buchberg bei Hüingsen, Deinstrop, nordöstlich Hoevel, Herdringen.

Homoceras coronula A. Roemer

Taf. 21, Fig. 20; Taf. 24, Fig. 20—23

1855. *Goniatites? coronula* Roemer, S. 150, Taf. 22, Fig. 18.
1899. *Glyphioceras* sp. und *Dimorphoceras Tornquisti* Wolterstorff, S. 34, Taf. 2, Fig. 11—14.
1911. » *discus* Roem., Nebe, S. 470, Taf. 16, Fig. 4—6.
1911. *Eumorphoceras bisulcatum* G., Girty, Taf. 14, Fig. 4.
1921. *Homoceras calyx* Phill., H. Schmidt, S. 300.
1923. *Eumorphoceras Wedekindi* Brüning, S. 265.

Calyx-Stadium mit steiler Nabelwand und etwas gewölbtem Rücken, nur $2^1/_2$ mm Nabelweite erreichend; anfangs nur mit geradlinigen Anwachsstreifen, später mit stark vorgezogenen Einschnürungen und Anwachsstreifen. — *Excavatum*-Stadium mit wohlgerundetem Windungsquerschnitt, bis 7 mm reichend. — *Bisulcatum*-Stadium $2^1/_2$ Windungen, bis 30 mm. — Die Zuschärfung der Außenseite beginnt schon bei 20 mm, das reine *bisulcatum*-Stadium ist bis 47 mm bekannt, hier aber noch gekammert.

Lobenlinie an größeren Stücken mehrfach beobachtet, ohne Besonderheit. Die Anwachsstreifen verlaufen in den späteren Stadien wie bei der vorigen Art. Die Einschnürungen scheinen im 2. Stadium zu fehlen, im 3. sind sie ähnlich wie bei der vorigen Art, nur weniger regelmäßig.

Vollständige Querschnitte lassen sich leicht von der vorigen Art unterscheiden, die bedeutend schlanker ist: Zu einem Durchmesser von 20 mm gehören dort 4, hier 6 mm Wb; die Erhöhung verhält sich zum Umschlag dort wie 2 : 1, hier wie 1 : 1. Weniger zuverlässig ist die Nabelweite, die normalerweise dort 6, hier 5 mm beträgt. Flachgedrückte große Stücke lassen sich besser dadurch unterscheiden, daß die Entfernung der Spiralfurche von der Außenseite sich zu der vom

Nabelrand dort wie 2 : 3, hier wie 1 : 2 verhält. Ferner ist im gleichen Stadium hier die Nabelkante höher als dort. Der Zusammenhang der *calyx*-Jugendform mit den anderen Stadien ist bisher nur durch einen vollständigen Querschnitt belegt; von Bockswiese liegt zwar neben vielen *calyx*-Formen eine *bisulcatum*-Form vor, aber in etwas anderem Gestein.

Stets in IIIγ: Hasselbachtal bei Letmathe (22 Stück), Estinghausen, Warstein, Bockswiese und Clausthal. Das von Wolterstorff beschriebene Magdeburger Vorkommen entspricht völlig, auch in der übrigen Fauna, einem in Göttingen befindlichen Material vom SO-Fuß des Enkebergs bei Brilon.

Homoceras beyrichianum Kon.

Taf. 21, Fig. 21; Taf. 24, Fig. 28; Taf. 25, Fig. 1

1837. *Ammonites Listeri* Mart., Beyrich, S. 39, Taf. 7, Fig. 1.
1898. *Glyphioceras Beyrichianum* Kon., Haug, S. 95, Taf. 1, Fig. 1—21, 23.
1905. » *diadema* Gldf., Hind, Taf. 6, Fig. 9—11.
1918. » *Beyrichianum* Kon., Hind, S. 442.
1921. *Homoceras diadema* Gldf., H. Schmidt, S. 302.
1922. » *Beyrichianum* Kon., » bei Paeckelmann, S. 296.

Calyx-Stadium sehr ähnlich dem von *coronula*, die Nabelkante ist noch scharf, aber die Knötchen beginnen sich auf die Nabelwand auszudehnen, worin man eine Annäherung an *Eumorphoceras* finden kann. Die Anwachsstreifen sind wie bei *coronula* anfangs geradlinig, später vorgezogen; sie sind regelmäßig und so grob, daß sie wie echte Rippen aussehen. — Schon das *excavatum*-Stadium ist nicht mehr typisch entwickelt, soweit Einschnürungen da sind, sind sie nicht außen unterbrochen. Die Entstehung einer Außenbucht der Anwachsstreifen geht mit der Heraushebung der Wölbung Hand in Hand. Wie aus der von Haug festgestellten Variabilität ersichtlich, geht das innerhalb einer Population bei recht verschiedenen Größen vor sich, die nur so beträchtlich ist (10—30 mm), daß noch niemand auf den Gedanken gekommen ist, *H. beyrichianum* als Jugendform anzusprechen.

Wenn so *beyrichianum* als bradygenes *Homoceras* angesehen wird, steht dem allerdings noch entgegen, daß möglicherweise doch eine nahe Verwandtschaft mit *Glyphioceras leodicense* bestehen könnte, von dem sich das englische *Homoceras striolatum* aus den Sabden-Shales Yorkshires nur durch eine Andeutung von Knotung der herausgehobenen Nabelkante unterscheidet. Wollte man etwa wegen dieser Nabelkante auch *leodicense* zu *Homoceras* stellen, so würde man neue Schwierigkeiten bekommen dadurch, daß auch bei *Glyphioceras subcircularis* die Jugendform schon eine zugeschärfte Nabelkante zeigt. Vorgezogene Anwachsstreifen sind bei jüngeren Glyphioceraten vielfach zu finden und daher noch weniger zur Kennzeichnung von *Homoceras* verwendbar (wie es Wedekind 1914, S. 12 versucht hat).

Für die Bradygenie sprechen verschiedene Gründe: 1. Auch bei *coronula* finden sich an verschiedenen Fundpunkten bei Warstein und im Oberharz die Jugendformen in Massen ohne die zu-

gehörigen späteren Stadien. 2. Das Entferntstehen der Anwachsstreifen deutet auf ein schnelles Wachstum hin. 3. Bei der Entstehung von *Gastrioceras* aus *Eumorphoceras* kann man den gleichen Vorgang beobachten, daß nämlich mehrere bei den Verfahren vorhandene Reifestadien einfach nicht mehr angelegt werden.

Während normale Exemplare leicht von *Glyphioceras leodicense* zu unterscheiden sind (Taf. 24, Fig. 28 und 29), ist das für weniger bradymorphe Varianten, wie sie auch bei Chokier vorkommen, schwieriger. Ich habe ein solches Stück durchgeschnitten in der Meinung, ein *Gl. leodicense* vor mir zu haben, und fand einen zweifellosen *H. beyrichianum*-Querschnitt, wie er Taf. 21, Fig. 21 punktiert eingetragen ist, bei dem sich die inneren Windungen völlig mit denen des typischen *beyrichianum* decken; ihre Wölbung ist sehr breit und flach, während sie bei *leodicense* (Taf. 23, Fig. 29) frühzeitig ziemlich hoch ist. Es ist eben die *calyx*-Jugendform, die dem *Glyph. leodicense* fehlt. Ihre Randknoten lassen sich manchmal auch in Abdrücken des Nabels erkennen. Sonst ist es bei flachgedrücktem Schiefermaterial schwer, die weniger bradymorphen Varianten unserer Art richtig zu erkennen. Manchmal ist noch der von Haug mitgeteilte Unterschied im Verhalten der Einschnürungen zu verwenden, welche hier früh, dort früh erscheinen.

Wenn Hind (1918, S. 442) »a central spiral sulcus« angibt, hat er sicherlich *Eumorphoceras*-Formen gemeint, rechnet er doch auch *circumplicatile* Foord zu *beyrichianum*! Wenn es sich noch feststellen ließe, daß Phillip's *Goniatites calyx* (1836, Taf. 20, Fig. 22, 23) mit unserer Art identisch ist, wird jener Name anzuwenden sein; dafür spricht, daß *coronula*, das zunächst in Frage kommt, bei 6 mm Größe nur noch 3 mm (äußere) Nabelweite hat, Phillips Original-Abbildung aber bei der gleichen Größe 5 und *beyrichianum* ebenfalls 5 mm. Herr Bisat teilt mir jedoch mit, daß *platylobum* Phill. auch die Altersform von *calyx* Phill. sein könnte.

Stets in III δ: Hagen südlich Neviges, Üllendahl bei Elberfeld, Herdringen und Warstein; gutes Material hat nur der Elberfelder Fundort geliefert, das einzige körperlich erhaltene größere Exemplar (Taf. 25, Fig. 1) zeigt die noch spitzwinkelige Nabelkante etwas wulstig verdickt und mit feinen Spiralstreifen verziert. Der gleiche Fundort lieferte auch, leider flachgedrückt, das größte mir zu Gesicht gekommene Exemplar mit 50 mm Durchm.

Homoceras brüningianum n. sp.

Taf. 21, Fig. 17; Taf. 24, Fig 12—14

1923. *Girtyoceras meslerianum* Girty, Brüning, S. 265.

Calyx-Stadium typisch bis 3 mm, Knötchen auf der Nabelkante bleiben etwas länger. *Excavatum*-Stadium typisch, von schmalem Querschnitt, Wh : Wb = 5 : 4 bezw. 11 : 6 mm. Ein kleinerer Teil der Einschnürungen geht auch über die Außenseite, alle sind auf der inneren Seitenhälfte am stärksten. Die Lobenlinie zeigt das für die Gattung bezeichnende Divergieren der beiden Spitzen von E. Die

Anwachsstreifen sind stark zweibogig. Das Original zu Taf. 24, Fig. 13 zeigt schwache Spiralskulptur.

Es lagen nur Exemplare bis 18 mm Größe vor, nach Brüning's Angaben wird aber auch bei 23 mm das *excavatum*-Stadium nicht überschritten.

In Brüning's vollständiger Arbeit sind die Querschnitte für diese und die folgende Art bei verschiedenem Maßstab gezeichnet, was anscheinend auch die irrtümliche Bestimmung veranlaßt hat. Seine Maßangaben erlauben jedoch eine richtige Rekonstruktion. Zeichnet man in gleichem Maßstab den Querschnitt von »*postmeslerianum* Brüning« und nach Girty's Abbildungen den des echten *meslerianum* daneben, so zeigt sich deutlich, daß nicht die erste und dritte, sondern die zweite und dritte Form den gleichen Querschnitt haben. Bei einer Größe von 13 mm zeigt Girty's *meslerianum* ein Verhältnis Wh : Wb = 6 : 6, Brüning's »*postmeslerianum*« auch 6 : 6, das jetzt *brüningianum* genannte »*meslerianum*« Brüning's dagegen 6 : $4^1/_2$ (nach Brüning's Angaben und erneuten Messungen).

Das *calyx*-Stadium hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem von *H. coronula*, indessen stehen dort die Knötchen wesentlich dichter und der Querschnitt der Nabelkante ist bedeutend spitzwinkeliger.

In III β stets mit *Hom. Burhennei* zusammen und nicht selten: Öse, Buchberg bei Hüingen, Deinstrop, nördlich Hoevel und Herdringen.

Homoceras meslerianum Girty

Taf. 21, Fig. 18; Taf. 24, Fig. 24—26

1906. *Adelphoceras meslerianum* Girty, S. 66, Taf. 12, Fig. 1—3.
?1911. *Glyphioceras diadema* Gldf., Nebe, Taf. 16, Fig. 7.
1923. *Girtyoceras discus* Roem. und *postmeslerianum* Brüning, S. 265.

Calyx-Stadium bis 5 mm typisch, vgl. Girty's Fig. 3. *Excavatum*-Stadium etwas abweichend, da nur vier Einschnürungen pro Umgang vorhanden sind, welche die Nabelkante zwar frei lassen, über die Außenseite aber zusammenhängen. Zwischen 17 und 19 mm hören sie auf und es bildet sich eine Zuschärfung der Außenseite, also ein typisches *discus*-Stadium, das bis 24 mm beobachtet wurde.

Von den *discus*-Stadien der Zone III, die Brüning als »*Girtyoceras discus* Roem.« beschreibt, gehören die kleineren offenbar hierher, die größeren vielleicht auch zu *H. coronula*.

Die Übereinstimmung der jüngeren Stadien mit Girty's genauen Abbildungen ist vollkommen.

Zone III γ: Hasselbachtal und sehr häufig bei Estinghausen.

Homoceras? cf. Smithi Brown

Taf. 22, Fig. 7; Taf. 25, Fig. 14, 15

Die Form, soweit sie sich nach dem fragmentarischen, verdrückten und nicht gerade reichlichen Material rekonstruieren ließ, zeigt Übereinstimmung mit *Homoceras nitidum* und *striolatum*. Die hohe Nabelkante und die breite glatte Nabelwand fallen besonders auf. Von der Lobenlinie ist nichts zu sehen. Die Anwachsstreifen treten ähnlich wie

bei *Hom. beyrichianum* zwischen breiten glatten Zwischenräumen kräftig hervor. Ihr Verlauf ist bis etwa 15 mm geradlinig, dann erscheint eine Außenbucht (Fig. 14) und bei etwa 30 mm auch ein äußerer Seitenvorsprung.

Die Jugendform hat, soweit das dürftige Material erkennen ließ, nicht die für *Homoceras* bezeichnende *calyx*-Verzierung. Bei *nitidum* Phill. ist, wie mir Herr Bisat freundlichst mitteilt, eine solche vorhanden, so daß eine Identifizierung mit jener englischen Form nicht angeht; dagegen gibt es im untersten Obercarbon Englands — auch mir stand einiges Material zur Verfügung — *Homoceras*-ähnliche Formen, deren Jugendwindungen eine glatte Nabelkante besitzen. *Smithi* Brown (Bisat, 1925, Taf. 4, Fig. 5) stimmt auch in bezug auf die Skulptur gut mit der vorliegenden Form. Die von Bisat präparierte Lobenlinie zeigt die für *Homoceras* bezeichnenden Spitzen des Externlobus.

Es läßt sich also rechtfertigen, wenn für diese kleine, anscheinend auf IV α und β beschränkte Gruppe keine besondere Gattung ausgeschieden wird.

IV α, Wilhelmine-Horizont von Büsbach bei Aachen.

Gattung **Eumorphoceras** Girty

Die zwischen *Homoceras Beyrichianum* und *Gastrioceras Listeri* vorkommenden Goniatiten sind bisher nicht klar in ihren Zusammenhängen erfaßt worden. In England spricht man von einer Gruppe des »*Glyphioceras*« *reticulatum*, bei uns hat Wedekind (1917, S. 140) eine Reihe hergehöriger Formen als »*Girtyoceras*« zusammengefaßt, dem als Genotyp Girty's »*Adelphoceras*« *meslerianum* diente; diese Art gehört jedoch zu *Homoceras*, eine auf sie gegründete Gattung kann nicht bestehen bleiben. C. Schmidt's Vorschlag, »*Girtyoceras*« unter *Eumorphoceras* aufzunehmen, *reticulatum* aber bei *Glyphioceras* zu belassen, ist nicht geeignet, die Zusammenhänge besser zu klären. Bisat trennt neuerdings zwischen *Eumorphoceras* und *Reticuloceras* (Bisat), fußend auf graduellen Unterschieden in der Ausbildung des Externlobus. Der Typus der Gattung, *E. bisulcatum* Girty liegt wahrscheinlich in Amerika wie in England und bei uns an der Basis das Obercarbon.

Bei der Begründung der Gattung legte Girty am meisten Wert auf die Lobenlinie; es zeigte sich aber, daß die von ihm beschriebene Abstumpfung der Loben ein nicht einmal allgemein feststellbares Jugendmerkmal ist. Lediglich eine starke Ausweitung der Loben in verhältnismäßig frühem Alter kann als Regel gelten; später werden die Loben wieder schmaler, was eigentlich primitiver aussieht. Ein Divergieren der Spitzen von E wurde nicht beobachtet.

Die ausgewachsene Form ist hochmündig mit niedriger Nabelwand und mäßig weitem Nabel und damit ähnlich wie bei *Homoceras*, die erste Jugendform dagegen ist dieselbe wie bei *Gastrioceras* und von derjenigen von *Homoceras* leicht zu unterscheiden.

Die Reihenfolge der verschiedenen Stadien ist für *reticulatum*

Phill. von Haug (1898, S. 87ff.) beschrieben worden. Mit kleinen Änderungen gelten sie für die ganze Gattung.

I. Das *jugosus*-Stadium ist extrem weitgenabelt und hat keine Nabelkante, sondern eine gleichmäßige Rundung von der Naht über Flanken und Außenseite. Besonders bezeichnend sind dichtstehende, kräftige, über die Außenseite nicht verbundene Rippen. Ein typisches *jugosus*-Stadium bildet u. a. Girty für *E. bisulcatum* ab. Da man wegen der Ähnlichkeit der übrigen Stadien eine Entstehung von *Eumorphoceras* aus *Homoceras* annehmen muß, ist die merkwürdige Erscheinung festzustellen, daß das stammesgeschichtlich neue Merkmal in einem so frühen Jugendstadium auftritt; nach den Beobachtungen bei *Homoceras beyrichianum*, namentlich an dem Elberfelder Material, scheint es sogar vor das *calyx*-Stadium sich einzuschieben. Bei allen näher untersuchten Arten (außer *subreticulatum*) wurde am Ende des 1. Stadiums eine Längsfurche auf der Außenseite des Steinkerns festgestellt; wenn ein Querschnitt sie trifft, zeigt sie sich als Schalenverdickung.

2. Das *dorsalis*-Stadium ist, wenn man die Gesamtheit von *Eumorphoceras* ins Auge faßt, durch die Herausbildung einer Nabelkante und einer Seitenabplattung gekennzeichnet, entspricht also ungefähr dem zweiten Stadium von *Homoceras*.

3. Das *bisulcatum*-Stadium. Haug's »*reticulatum*-Stadium« hat keine allgemeinere Bedeutung, dagegen ist ein mittleres Stadium mit äußeren Seitenfurchen sehr verbreitet. Bei *bisulcatum*, *bilingue* und *superbilingue* ist diese ähnlich wie bei *Homoceras* und wurde deshalb schon dort als *bisulcatum*-Stadium bezeichnet. Bei *inconstans* und *ornatum* erinnert sie mehr an *Oxyclymenia bisulcata*.

4. Das *Davisi*-Stadium Haug's, durch eine Zuschärfung der Außenseite gekennzeichnet, wurde bei *inconstans*, *reticulatum* und *carinatum* beobachtet. Vom *discus*-Stadium der Homoceraten unterscheidet es sich dadurch, daß es keine Rückbildung der Nabelkante zeigt und daß der äußere Teil der Seiten vom mittleren durch eine schwache Kante abgegrenzt ist. Es zeigt sich eine weitgehende Konvergenz mit »*Glyphioceras*« *angulatum* Haniel (1915, S. 52), in der äußeren Form auch mit *Otoceras Woodwardi* Griesb.

Die Anwachsstreifen sind schon im *jugosus*-Stadium vorgezogen mit einer zunächst kleinen Außenbucht, später wird diese tief und besonders der äußere Seitenvorsprung sehr kräftig; ein innerer ist nur ausnahmsweise vorhanden. Sehr bezeichnend ist eine Bündelung der Anwachsstreifen, die besonders im *dorsalis*-Stadium zu scheinbaren Gabelrippen führt. Einschnürungen finden sich hauptsächlich im *dorsalis*-Stadium. Spiralskulptur ist namentlich im *bisulcatum*-Stadium immer vorhanden.

Die Beschränkung in der Mannigfaltigkeit der Formen liegt bei *Eumorphoceras* vornehmlich darin, daß bald das 3., bald das 4., bald 3. und 4. Stadium ausfallen.

Die größte Verbreitung hat *Eumorphoceras* zweifellos in Eng-

land. Die von Crick und Foord beschriebenen, vermutlich hergehörigen Arten wurden schon unter *Glyphioceras* genannt. Dazu kommen noch weitere Arten, die durch Foord 1903 und durch Hind 1918 beschrieben wurden. Es ist klar, daß man ohne Präparation der Jugendstadien alle diese Formen nicht entscheidend beurteilen kann; die Stammesgeschichte von *Eumorphoceras* muß in England geschrieben werden.

Trotzdem die deutschen Funde — sie sind sämtlich jüngeren, z. T. jüngsten Datums — demgegenüber ziemlich dürftig sind, geben sie ein sehr interessantes Bild, wenn man sie zonenweise ordnet und die bei jeder Art vorhandenen Stadien kenntlich macht:

IVα	IVβ	IVγ	IVδ	Vα
inconstans 1234 *ornatum* 123	*reticulatum* 12(3)4			*G. Listeri* 1 *G. circumplicatile* 1, 2 *E. carinatum* 124
bisulcatum 13 *subreticulatum* 12		*bilingue* 123	*superbilingue* 123	

Was die Herkunft der Gattung *Eumorphoceras* betrifft, sprechen die Arten *bisulcatum* und *ornatum* für eine Ableitung aus *Nomismoceras*, *subreticulatum* und *inconstans* mit mehr Wahrscheinlichkeit für eine Herkunft aus *Homoceras*.

Eumorphoceras bisulcatum Girty

Taf. 22, Fig. 5; Taf. 25, Fig. 2, 3

1909. *Eumorphoceras bisulcatum* Girty, S. 68, Taf. 11, Fig. 15—19.

Es liegen nur flachgedrückte Exemplare vor, aber diese in z. T. vorzüglicher Erhaltung der Skulptur. Mit Girty's Beschreibung und Abbildung der in den *Caney*-Schiefern von Oklahoma vorkommenden Form besteht völlige Übereinstimmung.

Das *jugosus*-Stadium ist typisch ausgebildet, nach Girty's Abbildung endet es auch mit der Furche an der Außenseite des Steinkerns. Es hat 22 Rippen pro Umgang und reicht bis 5 mm. Unter Ausfall des *dorsalis*-Stadiums folgt sogleich das *bisulcatum*-Stadium, das ich nach dieser Art nenne. Hier werden die scharfkantigen Rippen zunächst durch Gabelung und Zwischenschaltung bis auf 40 vermehrt, um dann bei 10—12 mm Größe aufzuhören; nur die verstärkten umbonalen Enden erhalten sich etwas länger. Die ungefähr auf der Seitenmitte mit dem äußeren Ende stark vorgebogenen Rippen laufen mit ihrem scharfen Grat den benachbarten Anwachsstreifen parallel, aber in den Rippentälern wird diese Vorbiegung jedesmal vorübergehend etwas gemildert.

Wunstorf fand 3 kleine Exemplare in den obersten Culmtonschiefern von Böingsen, wo ich nur *Anthracoceraten* sammeln konnte. Ich fand dagegen 25 Exemplare an der Grenze von Culmtonschiefern und Flözleeren in der Ziegelei Rosenhof bei Niederhemer. Ein Exem-

plar lag vor von einer älteren Aufsammlung bei Asbeck, etwa 900 m östlich des Böingser Fundpunktes.

Eumorphoceras subreticulatum Foord

Taf. 22, Fig. 1; Taf. 25, Fig. 4—6

1903. *Glyphioceras subreticulatum* Foord, S. 184, Taf. 49, Fig. 6—7.
1922. » *striolatum* Phill., H. Schmidt bei Paeckelmann, S. 296.

Stadium 1 wenig typisch, die Form wird schon bei 7 mm hochmündig. Stadium 2 veränderlich: die Rippen hören sehr früh auf; eine entstehende Nabelkante erreicht bei 14 mm ihr Maximum, wo sie stark herausgehoben und durch eine Furche von den Flanken getrennt ist. Bis 80 mm kommt kein neues Element hinzu. Bei dieser Größe ist die Form sehr hochmündig, Wh : Wb = 43 : 30 mm. Die Flanken des Externlobus sind bei einer Größe von 20 mm noch ausgeweitet, bei 40 mm aber nahezu gerade, also ähnlich wie bei *Homoceras*. Die Anwachsstreifen verlaufen bis 12 mm geradlinig, von da an zweibogig mit breit gerundetem äußerem Seitenvorsprung. Einschnürungen wurden nicht beobachtet. Die von Foord beschriebene sehr feine Spiralskulptur ist, da es sich um ein Sandsteinvorkommen handelt, natürlich nicht erhalten, nur ein Stück zeigt Andeutungen davon auf der Nabelkante.

Vielleicht ist diese Art verbreiteter als es bis jetzt aussieht, denn sie ist leicht mit *Homoceras striolatum* zu verwechseln; auch ich habe sie früher unter diesem Namen genannt und wurde erst durch die Beobachtung des *jugosus*-Stadiums eines besseren belehrt. Namentlich solche Angaben werden daraufhin zu prüfen sein, nach denen *Hom. striolatum* mit *Eum. reticulatum* zusammen vorkommen soll.

Nur von einem Fundort im untersten westfälischen Flözleeren am Gerlingser Forsthaus bei Iserlohn, von wo sich ein reichliches von Hencke in einem kleinen Wasserriß ausgegrabenes Material im geol. Landesmuseum zu Berlin befindet. Mit Vorbehalt stelle ich noch einen schlecht erhaltenen Abdruck aus dem Wilhelmine-Horizont von Büsbach bei Aachen hierher.

Eumorphoceras ornatum Crick und Foord

Taf. 22, Fig. 6; Taf. 25, Fig. 11—13

1897. *Nomismoceras ornatum* Crick und Foord, S. 219, Fig. 104.
1905. *Glyphioceras spirale* W. Hind, Taf. 6, Fig. 8.
?1918. *Nomismoceras ornatum* C. u. F. Hind, S. 444.

Es liegen nur flachgedrückte Skulpturs teinkerne in der Größe von 2—37 mm vor, darunter ausnahmsweise auch Bruchstücke einzelner Windungen, bei denen nicht die nächstinneren Windungen durchgedrückt sind.

Taf. 25, Fig. 13 zeigt bis zur Größe von 4 mm das *jugosus*-Stadium mit verhältnismäßig wenigen sehr schmalen Rippen, zwischen denen man am Original noch eine ganze Reihe feinerer Anwachsstreifen erkennt. — Im *dorsalis*-Stadium beginnt alsbald eine sehr scharfe Spiralstreifung. Später werden nicht nur die Zwischenräume zwischen dem Spiralleistchen vergrößert, sondern es werden auch neue eingeschoben, so daß zuletzt die Zahl 50 etwas überschritten wird. Die ausgewach-

sene Form gehört in das *bisulcatum*-Stadium; die Furchen sind sehr flach und liegen weit außen, so daß die Außenseite durch sie verschmälert wird. Das erinnert allerdings sehr an *Nomismoceras,* kommt aber z. B. auch bei *Eum. inconstans* vor. Die Nabelwand steht steil und ist glatt, in der Nabelkante stehen mehrere Spiralleisten dicht beieinander; dann folgen nach außen größere Zwischenräume, die langsam wieder abnehmen, so daß in der Randfurche die Spiralleisten am dichtesten stehen; auf der verschmälerten, etwas abgeplatteten Außenseite finden sich wieder die größten Zwischenräume, hier liegen nur 6 Spiralleisten.

Bisat (1924, S. 59) nennt die Art von der oberen Grenze der *inconstans*-Zone und leitet sie von dem weitnabeligeren *Homoceras proteum* ab, bei dessen Beschreibung (S. 73) noch ähnliche Formen aus IV γ und V (?) erwähnt werden.

Die aus den Aachener Stücken zu rekonstruierende Form stimmt vollkommen mit Crick und Foord's »*Nomismoceras ornatum*« von Halifax überein. Die dort abgebildete Lobenlinie ist weder für *Nomismoceras* normal (U!), noch für *Eumorphoceras* (E und L!); ihre Form ist offenbar durch die Schmalheit der Außenseite beeinflußt. Hind'sAbbildung von »*Glyphioceras spirale* Phill.« zeigt die gleiche Skulptur. Es soll auf Foynes Island in einem Horizont über der *reticulatum*-Schicht vorkommen; bei uns liegt es anscheinend tiefer, aber es ist noch nicht sicher, ob in beiden Fällen das gleiche *reticulatum* gemeint ist, der Begriff dieser Art ist bekanntlich sehr umfangreich gewesen. Dagegen würde es allen Erfahrungen von der Lebensdauer der Carbon-Goniatiten widersprechen, wenn Hind's Angabe von 1918 (S. 444) richtig wäre, die unsere Art in die Zone des *Gastrioceras Listeri* stellt.

Eumorphoceras inconstans Phillips

Taf. 22, Fig. 3; Taf. 25, Fig. 7—10

1841. *Goniatites inconstans* Phill., S. 123, Taf. 51, Fig. 238.
1897. *Glyphioceras Davisi* Crick und Foord, S. 198, Fig. 95.
1903. » (*Beyrichioceras*) *Davisi* C. u. F. Foord, S. 187, Taf. 49, Fig. 4.
1911. » *inconstans* Phill., Crick, S. 404.

Jugosus-Stadium bis 10 mm, mit einer hohen, an *Homoceras* erinnernden Nabelkante, aber mit typischer Berippung der Nabelwand, die sich noch mehrere Windungen hindurch erhält. Die Wölbung der Außenseite nimmt zu (*dorsalis*-Stadium, wenig typisch), bis bei 20 mm eine ganz seichte Einsenkung zu beiden Seiten der etwas abgeflachten Außenseite das *bisulcatum*-Stadium anzeigt. Zwischen 25 und 35 mm ist die Wölbung wieder rund. Bei 35 mm beginnt etwas nach der Heraushebung der Nabelkante das *Davisi*-Stadium mit einer Zuschärfung der Außenseite. Mit weiterem Wachstum bildet diese Außenkante einen immer spitzeren Winkel, bei einem zu etwa 85 mm Durchm. gehörenden Bruchstück (Taf. 25, Fig. 10) fehlt leider die innere Partie.

Die Lobenlinie wurde bei 10 und 30 mm beobachtet, sie unterscheidet sich durch winkelige Loben und schmal gerundete Sättel beträchtlich von der des *E. reticulatum.*

Die Außenbucht der Anwachsstreifen beginnt bei 6 mm. Am Ende des 1. Stadiums strahlen von jeder Nabelrippe etwa 7 Anwachsstreifen aus. Einschnürungen wurden zwischen 10 und 25 mm beobachtet, zuerst mit rundem, zuletzt mit spitz ausgezogenem äußerem Seitenvorsprung, entsprechend dem Verlauf der Anwachsstreifen. Im *Davisi*-Stadium ist dieser Vorsprung der Anwachsstreifen wieder breit und gerundet. Die Rinne auf der Außenseite des Steinkerns wurde bei 10 mm beobachtet.

Die Unterscheidung von *reticulatum* ist bei jeder Größe möglich, im ganzen sind die einzelnen Stadien hier typischer ausgebildet und besser voneinander geschieden als dort. Der beste Unterschied ist der, den schon Phillips angibt: die Berippung der Nabelwand erhält sich hier bis 15, dort nur bis 5 mm Größe. Deshalb glaube ich auch das von Foord 1903, Taf. 49, Fig. 4 abgebildete »*Davisi*« hierher stellen zu dürfen. Sonst mögen sich Altersstadien verschiedenster Arten unter *Davisi* finden, wie z. B. ein Stück der Göttinger Sammlung ganz glatte Jugendwindungen zeigt; das Original jener »Art« stimmt aber in den Ausmaßen genau mit unseren Stücken überein. Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Bisat liegt *E. inconstans* in England auch unter der *reticulatum*-Zone.

Bisher nur Gerlingser Forsthaus bei Iserlohn, unterstes Flözleeres, von wo ein reichliches Material im Geol. Landesmuseum in Berlin liegt.

Eumorphoceras reticulatum Phillips

Taf. 22, Fig. 2; Taf. 25, Fig. 16—20

1836. *Goniatites reticulatus* und *Gibsoni* Phill., S. 235, 236, Taf. 19, Fig. 26, 32, Taf. 20, Fig. 13—18.
1841. » *jugosus* und *dorsalis* Brown, S. 214, 215, Taf. 7, Fig. 14, 15; 10, 11a.
1897. *Glyphioceras reticulatum* Phill., Crick und Foord, S. 193, Fig. 94.
1898. » » » Haug, S. 87, Taf. 1, Fig. 22—30, 41, 42.
1903. » » » Foord, S. 182, Taf. 49, Fig. 2, 3.

Jugosus- und *dorsalis*-Stadium haben ihre Namen von dieser Art, sind also hier typisch. Das erste reicht bis 6 mm, das zweite bis ungefähr 15 mm, wo dann zu den ziemlich groben, mit hervorstehendem Rand versehenen Anwachsstreifen eine feine Spiralskulptur hinzukommt. Dies von Haug den anderen gegenübergestellte »*reticulatum*-Stadium« vertritt das *bisulcatum*-Stadium, das sich höchstens oberhalb 25 mm dadurch geltend macht, daß eine Reihe von Grübchen bei der Spitze des äußeren Seitenvorsprungs auftritt. Das *Davisi*-Stadium beginnt an dem größten vorliegenden Exemplar bei 40 mm.

Die Lobenlinie zeigt auf allen Stadien einen annähernd parallelwandigen Extern- und einen breiten Laterallobus.

Die Außenbucht der Anwachsstreifen beginnt im 1. Stadium, der äußere Seitenvorsprung der Anwachsstreifen ist immer kräftig und fast spitz zu nennen, ein innerer Seitenvorsprung wird nicht gebildet. Bis etwa 15 mm beginnen an der Naht die Nabelrippen, aus denen sich nach einmaligem, später zweimaligem Dichotomieren und mit einigen Zwischenschaltungen die Anwachsstreifen der Außenseite er-

geben; oberhalb 15 mm zeigt sich eine glatte Nabelkante und statt der Rippen höchstens eine Bündelung der Anwachsstreifen. Die Nabelwand wird schon viel früher glatt, etwa bei 5 mm. Die mittleren Stadien zeigen kräftige Einschnürungen, die sich teilweise auch auf der Schale bemerkbar machen. Die Rinne an der Außenseite des Steinkerns zeigt sich auch hier am Ende des 1. Stadiums.

Wie Taf. 25, Fig. 17 und 18 zeigen, lassen sich ganz erhebliche Formunterschiede manchmal in einer und derselben Knolle des Gevelsberger Materials finden. Der Art nach bedeuten diese Unterschiede aber nur, daß der Übergang von einem in das andere Stadium individuell bei verschiedener Größe stattfindet, die abnorm enggenabelten Formen sind also tachymorph, die abnorm weitgenabelten bradymorph. Zahlenmäßig ist tatsächlich die mittlere Form am häufigsten, bei Exemplaren von 12 mm Größe fand ich folgende Nabelweiten:

1×2 mm, 16×3 mm, 19×4 mm, 13×5 mm, 3×6 mm, 1×7 mm.

In diesem Falle hilft tatsächlich einmal die Variationsstatistik zur Artumgrenzung; sie zeigt, daß sich die eng- und weitgenabelten Formen symmetrisch um den Mittelwert 4 gruppieren, also einer Art zuzurechnen sind. Phillips' Urprägung ist enger genabelt und daher auch hochmündiger als die Normalform.

Der Name *reticulatum* Phill. ist so oft zu Unrecht angewendet worden, daß man unmöglich alle Zitate prüfen kann. Zur Unterscheidung von *inconstans* und *bilingue* genügt der Windungsquerschnitt mittelgroßer Exemplare, bei 20 mm Größe ist Wh : Wb : N bei *inconstans* = 6 : 11 : 9, bei *reticulatum* 8 : 11 : 7 und bei *bilingue* 9 : 9 : 6. Die durchschnittliche Zahl der Nabelrippen auf den Jugendwindungen ist bei der ersten Art 30, bei der zweiten 23, und bei der dritten 35.

E. reticulatum fand sich in Westfalen in einer mittleren Zone des Flözleeren. Besonders reichliches und bis in die Anfangskammern vorzüglich erhaltenes Material sammelte A. Fuchs beim Bau des Schwenke-Tunnels in der Stadt Hagen und ich bei Gevelsberg im obersten »stu_1« der geologischen Karte. Einige Stücke eines ganz gleichartigen Vorkommens besitzt die Geol. Landesanstalt aus der Ziegelei Haspe. Das Göttinger Museum besitzt noch einige Stücke von Himmelpforten bei Neheim.

Eumorphoceras bilingue Salter

Taf. 22, Fig. 8; Taf. 25, Fig. 21—23

1864. *Goniatites bilinguis* Salter, S. 60, Fig. 14.
1889. *? Dimorphoceras* Holzapfel, S. 39.
1897. *Glyphioceras bilingue* Salt., Crick und Foord, S. 192, Fig. 93.
1899. *Dimorphoceras* sp. Wolterstorff, S. 36.
1903. *Glyphioceras* (*Beyrichoceras*) *bilingue* Salt., Foord, S. 186, Taf. 49, Fig. 1.
1910. *Goniatites* aff. *reticulatus* und *carbonarius* (? auch *reticulatus*), Holzapfel, S. 54, 91 (88 Anm.)
1912. *Glyphioceras bilingue* Renier, S 378 Anm.
1917. *Girtyoceras pulchellum* Wedekind.
1925. *Reticuloceras reticulatum* mut. *α* u. *β* Bisat, S. 76—78, Taf. 2; Taf. 3, Fig. 7—9; Taf. 7, Fig. 1—4.

Jugosus-Stadium bis 6 mm, mit 30—40 Nabelrippen ohne Gabe-

lung. Schon bei 10 mm beginnt das dritte Stadium mit einer steilen, glatten Nabelwand und den im Bereich des äußeren Seitenvorsprungs gelegenen *bisulcatum*-Furchen. Diese erhalten sich bis zur Maximalgröße von 37 mm, wo sie im Verlauf der letzten halben Windung bis zum Rand des äußeren Seitendrittels hereinrücken; vorher liegen sie im äußeren Viertel. Wh : Wb : N = 16 : 14 : 7 bei 37 und 9 : 9 : 6 bei 20 mm.

Die Lobenlinie ist der von *reticulatum* ähnlich. Die Außenbucht der Anwachsstreifen beginnt bei 4 mm, der äußere Seitenvorsprung der Anwachsstreifen ist außerordentlich hoch und spitz, ein innerer nicht vorhanden. Die Einschnürungen sind schwach, auf der Außenseite verhältnismäßig am stärksten. Die äußere Längsfurche am Steinkern wurde von 6—7 mm beobachtet. Die dichtstehenden, unregelmäßig gebündelten und verzweigten scharf herausgehobenen Anwachsstreifen werden von ebenso dicht stehenden Spiralleistchen überquert. Auf der Schalenoberseite wird die *bisulcatum*-Furche durch einen sich in ihrer Mitte erhebenden Rücken in zwei Furchen geteilt oder nahezu ausgeglichen.

Daß *E. bilingue* von *E. reticulatum* abstammt, zeigt sich am meisten daran, daß die Jugendformen von *reticulatum-bilingue-superbilingue* eine gute Reihe bilden (vgl. Taf. 25, Fig. 20, 23 und 26).

Die Seitenfurche ist auf Wedekind's Abbildung nicht zu sehen, das Original zeigt sie indessen ganz deutlich.

IVγ: Stolberg bei Aachen, Rottberg bei Velbert, Haspe und Fröndenberg, jeweils ein sehr reichliches und gutes Material im Landesmuseum in Berlin; nur das Material vom zweiten Fundort in der Sammlung des Geol. Instituts (Museum für Naturkunde) in Berlin.

Eumorphoceras superbilingue Bisat[1])

Taf. 22, Fig. 9; Taf. 25, Fig. 24—26

1924. *Eumorphoceras* cf. *bilingue* C. Schmidt, S. 372, Taf. 14, Fig. 1.
1924. *Reticuloceras reticulatum* mut. *γ*, Bisat, S. 78, Taf. 5, Fig. 5—7.

Das 1. Stadium reicht nur bis 3 mm und hat dichtstehende, bereits stark vorgezogene Rippen. Ziemlich frühzeitig stellt sich die äußere Randfurche ein, die am Rand des äußeren Drittels der Seiten liegt, sie ist wie bei der vorigen Art doppelt. Bei Dm = 20 mm ist R = 12, r = 8, Wh = 5 + 5 mm; Wb ist nicht bekannt. Die Nabelweite geht nicht über 2 mm. — Die Lobenlinie ist nicht bekannt. — Die Anwachsstreifen haben den gleichen hohen und spitzen äußeren Seitenvorsprung wie bei *bilingue*, sind jedoch regelmäßiger und nicht gebündelt. Vor allem fehlt die Spiralskulptur.

Diese Art ist zweifellos nahe mit *bilingue* verwandt, die Unterschiede — kürzeres 1. Stadium, Engnabeligkeit, keine Spiralskulptur — erwiesen sich aber an einem reichlichen Material so konstant, daß eine artliche Trennung notwendig erscheint.

---

[1]) Den Namen *E. Wunstorfi*, den ich noch in einem Vorbericht verwendete (Zeitschr. D. Geol. Ges. 1925), muß ich zurückziehen, weil Bisat (1924, S. 12) den obigen Namen vorgeschlagen hat, allerdings ohne ihn zu verwenden.

Eum. superbilingue kommt im obersten Flözleeren und der untersten Magerkohle vor und erscheint als Zonenfossil für die oberste Zone der *Eumorphoceras*-Stufe geeignet. Ein reichliches Material, das im Geol. Landesmuseum zu Berlin aufbewahrt wird, sammelte Herr Wunstorf bei den Mintarder Höfen bei Kettwig. Ein Stück aus einer alten Aufsammlung, bezeichnet »unter dem Hauptflöz, Zeche Margaretha«, befindet sich in Bochum, es wurde von C. Schmidt beschrieben und abgebildet. Schließlich sah ich eine Reihe von schlecht erhaltenen Stücken aus der Sammlung des Herrn Wisselmann-Dortmund, bezeichnet »Hauptflöz«, Hamm; um die sehr verbreitete marine Fauna des Hauptflöz-Horizontes handelt es sich zweifellos nicht, wahrscheinlich ist die Bestimmung des Flözes zu korrigieren.

Eumorphoceras carinatum Frech

Taf. 22, Fig. 4

1863. *Goniatites crenistria* Phill. und *Clymenia spirorbis* Ludwig, S. 282, Taf. 47, Fig. 1—6 und S. 286, Taf. 48, Fig. 1.
1899. *Glyphioceras subcrenatum* Schl. var. *carinata* Frech, Taf. 46b, Fig. 3.
1924. *Eumorphoceras carinatum* Fr. C. Schmidt, S. 373, Taf. 14, Fig. 2, Taf. 15, Fig. 1.

Frech betrachtete diese Art als Varietät eines *Gastrioceras*, und andrerseits scheint sie häufig mit *Eumorphoceras reticulatum* verwechselt worden zu sein. Tatsächlich dürfte sie gleichzeitig mit den ersten Gastrioceraten aus einer dem *reticulatum* nahestehenden Form entstanden sein; sie ist noch ein echtes *Eumorphoceras*, weil sie die bei den Gastrioceraten weggefallenen späteren Stadien noch hat, aber ihre Jugendformen sind jenen bedeutend ähnlicher. Einige Einzelheiten sind der genauen Beschreibung Schmidt's noch zuzufügen:

Jugosus-Stadium bis 4 mm, mit 45 Nabelrippen. Äußerer Seitenvorsprung der Anwachsstreifen nie spitz wie bei den vorhergehenden Arten, sondern stets gerundet. Wh : Wb = 1 : 1 im Mittel, ganz heraus fällt nur eine in 2 Stücken vorliegende var. *crassa* mit 1 : 2. *Davisi*-Stadium typisch, bei etwa 30 mm beginnend. Die Außenkante wird im Alter sehr scharf, beim größten vorliegenden Stück von 85 mm Durchm. 45°; der Windungsquerschnitt dieses Stadiums zeigt einen einspringenden Winkel über dem unteren Siebentel und einen ausspringenden unter den äußeren zwei Siebentel. Ein gutes Kennzeichen dieser Art ist der treppenförmige Nabel. Bei mittlerer Größe zeigt sich eine kräftige Spiralskulptur.

»*Gastrioceras*« *cancellatum* Bisat gehört wohl zum größten Teil zu unserer Art.

E. carinatum ist in V α Westfalens, namentlich im Hauptflöz-Horizont, sehr häufig und verbreitet, ein Dutzend Fundorte könnte aufgezählt werden; das reichlichste und beste Material stammt von Silschede (leg. C. Schmidt), es ist z. T. in Göttingen, z. T. in Essen.

Gattung **Gastrioceras** Hyatt

Gastrioceras im Sinne Hyatt's umfaßt Formen mit *Glyphioceras*-ähnlicher Lobenlinie, weitem Nabel und breiter, niedriger Wölbung

der Windungen, die meist durch eine Knotung der herausgehobenen Nabelkante gestützt ist.

Formen solcher Art findet man vom Untercarbon bis zum Perm, und tatsächlich wird die Gattung meist in diesem weiten Sinne gebraucht, so von I. P. Smith 1903. Tschernow hat (1907, S. 330) die jüngeren Formen mit vorgezogenen Anwachsstreifen als *Paragastrioceras* abgetrennt und in gleichem Sinne hat Wedekind (1914, S. 13) die permischen Arten *Jossae* Vern., *Suessi* Karp. und *Fedorowi* Karp. als *Girtyites* bezeichnet. Von den dort angegebenen Unterscheidungsmerkmalen erscheint nur eines durchgreifend: wenn man die Bögen und Buchten der Anwachsstreifen untereinander ausgleicht, erhält man bei *Gastrioceras* eine geradlinig umlaufende, bei *Paragastrioceras* eine außen stark vorgezogene Linie. Diese Unterscheidung ist stratigraphisch wichtig und soll daher beibehalten werden, obgleich sie eine natürliche Stammreihe zerreißt.

Die derart übrig bleibende Gattung *Gastrioceras* enthält aber auch bei Wedekind heterogene Bestandteile und seine Gruppierung (1917, S. 159) befriedigt nicht.

Die deutschen *Gastrioceras*-Arten hängen eng zusammen. Die Formen der westfälischen Magerkohle, *Listeri* Mart., *rurae* n. sp., *subcrenatum* Schloth. und *circumnodosum* Foord wurden neuerdings durch C. Schmidt bearbeitet. Als weitere Formen kommen *Martini* n. sp., *macrocephalum* Fr. und *catharinae* n. sp. hinzu. Alle diese sind unmittelbar untereinander verwandt und bilden eine natürliche Gruppe um den Gattungstyp *G. Listeri*. Die ihnen gemeinsamen Merkmale erlauben eine schärfere Präzisierung der Gattung *Gastrioceras:*

Im Kindheitsstadium ist das Gehäuse weitgenabelt und durch Nabelrippen ausgezeichnet wie bei *Eumorphoceras;* die Jugendwindungen über 4 mm Durchm. differenzieren sich zu hochmündigeren und breitmündigeren, eng- oder weitgenabelten Formen. Die Altersformen über 25 mm Durchm. sind wieder gleichartiger, stets durch breite Nabelwand, eine der größten Windungsbreite entsprechende deutliche Nabelkante und eine breit gerundete Externseite ausgezeichnet. — Lobenlinie ELUKI, wobei, der breiten Nabelwand entsprechend, der Umschlaglobus von der Naht abgerückt ist. — Anwachsstreifen in der Jugend geradlinig, im Alter mit Außenbucht und äußerem Seitenvorsprung versehen; die Umformung benutzt verschiedene Wege und dauert verschieden lange, entsprechend der wechselnden Gestalt der mittleren Windungen. Die Anwachsstreifen besitzen meist einen verstärkt hervortretenden Rand und scheinen damit ebenso wie die häufig auftretenden Spiralleisten der Versteifung des Schalengewölbes zu dienen. Umlaufende Rippen kommen nicht vor, sie werden in ihrer Funktion eben durch diese Leisten ersetzt. In der Nabelkante und zwar besonders, wo in dieser die Flächen spitzwinklig zusammenstoßen, erheben sich Knoten, und die Anwachsleisten sind auf diesen Knoten gebündelt, während sie die Zwischenräume meiden. (Daß auf diese Weise eine vorzügliche Stützung des Gewölbes erreicht wird, ist

wohl ohne weiteres einleuchtend.) Einschnürungen sind stets vorhanden und zwar 2—4 auf jeden Umgang.

Versucht man an Hand der Literatur den vollständigen Inhalt der Gattung *Gastrioceras* festzustellen, so findet man zunächst in England die gleichen Arten wie in Deutschland. Ein von Bisat (1923) nach verdrücktem Material beschriebenes *Gastr. cancellatum* kann ich vorläufig nicht von den Goniatiten unserer Zone V α unterscheiden.

Im russischen Obercarbon bringt *G. russiense* Tzwet. mit einem außerhalb der Nabelkante gelegenen Umschlaglobus ein völlig neues Merkmal, das, wenn es nicht so isoliert vorkäme, zur Abtrennung einer besonderen Gattung hinreichen könnte. Die *Schistoceras*-Stufe des Ural (Cosatschi-Datschi) enthält nach de Verneuil und Karpinsky die drei Arten *marianum*, Vern., *barbotanum* Vern. und »*diadema*«. Die letzte Form ist ausgesprochen enggenabelt-hochmündig und schien bisher nichts mit *Gastrioceras* zu tun zu haben; zufällig befinden sich in der Göttinger Sammlung zwei Exemplare und so kann ich feststellen, daß die Jugendwindungen völlig denen von *Gastrioceras* oder vielmehr wegen der stark vorgezogenen Anwachsstreifen *Paragastrioceras* gleichen. Die Art ist neu zu benennen und möge *Paragastrioceras Verneuili* heißen. *Marianum* ist ein typisches *Paragastrioceras* und *barbotanum* dürfte in dieser Gattung eine ähnliche Rolle spielen wie *macrocephalum* bei *Gastrioceras*.

Sind auch in Amerika die echten Gastrioceraten auf die Stufe V beschränkt? Zunächst sieht es nicht danach aus.

Schon aus Stufe III nennt I. P. Smith 3 Arten: »*Gastrioceras*« *Branneri* Sm. zeigt, vielleicht zum ersten Male, Nabelrippen, könnte also ebensogut ein *Eumorphoceras* sein, jedenfalls halte ich es für obercarbonisch (s. oben S. 511). *Compressum* Hyatt hat wirklich einige Ähnlichkeit mit *Gastrioceras*, würde aber mit seiner extrem weitgenabelten Form, dem Fehlen von Nabelknoten und dem zugespitzten Sattel L/U in dieser Gattung isoliert stehen, es wird jetzt mit der Bend-group von Texas zum Obercarbon gerechnet. *Entogonum* Gabb. ist ein *Glyphioceras* ebenso wie »*Gastr.*« *caneyanum* Girty aus den Caney-Schiefern. Aus diesen ist nach Girty (1909) noch »*Gastr.*« *richardsonianum* Grt. zu nennen, das sich durch die schmale Furche der Außenseite als *Eumorphoceras* erweist. Aus den Lower Coal measures (IV) wird bei Smith die Gattung nicht angegeben. Die Middle Coal measures (V) enthalten die Verwandten unserer Arten: *Gastr. Listeri* und *subcrenatum* (»*carbonarium*«) werden selbst genannt, an unser *circumnodosum* schließt sich *occidentale* M. u. F. eng an und an *macrocephalum Kingi* H. u. W. (dessen Horizont nicht sicher bekannt ist); *Welleri* Sm., obwohl ohne Nabelknoten, dürfte ebenfalls in die Verwandtschaft von *circumnodosum* gehören. *Nolinense* Cox gehört nach der Lobenlinie vielleicht zu *Paralegoceras*.

Die upper Coal measures (VI) enthalten zunächst zwei Arten, die sich in der Gehäuseform an *Gastr. Listeri* anschließen, wegen der stark vorgezogenen Anwachsstreifen jedoch schon zu *Paragastrioceras* zu rechnen sind, *montgomeryense* M. u. G. und *subcavum* M. u. G. Vier

weitere Arten wird man ebenso wie das uralische *barbotanum* ebenfalls zu *Paragastrioceras* stellen, wenn man es nicht vorzieht, die enggenabelt-breitmündige Form und das Fehlen von Nabelkante und Nabelknoten zur Begründung einer neuen Gattung zu verwenden; vorläufig fehlt dazu die Kenntnis der Jugendwindungen. *Illinoisense* M. u. G. und *Kansasense* zeichnen sich durch breit-glockenförmige Loben aus (nach der Abbildung von *ill.* hat sogar K diese Form), *globulosum* M. u. W. und *excelsum* Meek durch besonders breite Windungen. (Die beiden letzten Arten werden aus V und VI genannt).

Somit widersprechen die ausländischen Arten dem Bilde nicht, das sich aus der Stammesgeschichte der deutschen ergibt: In V α (Hauptflöz und Flöz Schieferbank der westfälischen Magerkohle) erscheinen *Gastrioceras Martini* und *rurae* sowie *Eumorphoceras carinatum* nach der großen Ähnlichkeit der Jugendformen anscheinend aus einer gemeinsamen Wurzel entstanden; *Gastrioceras cancellatum* Bisat aus England umfaßt vielleicht alle drei Arten. In Westfalen gehören in diese Zone die marinen Horizonte über Hauptflöz und Schieferbank. In V β (Sarnsbank und Mausegatt) findet sich *G. subcrenatum* und *Listeri,* in V γ (Finefrau-Nebenbank) *G. circumnodosum* und *macrocephalum.* Als V δ muß bis auf weiteres ein einzelner Fund von *G. catharinae* gelten, der in der marinen Schicht an der Basis der Gaskohle gemacht wurde; diese Art, vermutlich aus *subcrenatum* entstanden, zeigt in ihren merklich vorgezogenen Anwachsstreifen schon eine Annäherung an *Paragastrioceras.*

Gastrioceras rurae n. sp.

Taf. 22, Fig. 10

1924. *Gastrioceras circumplicatile* C. Schmidt, S. 375, Taf. 14, Fig. 3, 4, Taf. 15, Fig. 2.

Dm = 30 + 24; Wh = 11 + 7; Wb = 29 (18). Flanken und Außenseite bilden zusammen einen wohlgerundeten Halbkreis, die Nabelwand steht senkrecht. Der Windungsquerschnitt wird im Laufe des Wachstums viermal geändert: die ersten Jugendwindungen bis zu einem Gehäusedurchmesser von 4 mm sind schmal, dann beginnt ein sehr starkes Breitenwachstum der Windungen, die den Nabel nicht mit anwachsen lassen; von 10—20 mm wächst die Erhöhung und die Nabelweite, die Nabelkante bleibt aber noch gerundet; dann erst wird die Nabelwand senkrecht gestellt und eine richtige Nabelkante stellt sich ein; oberhalb 50 mm schließlich wird die Nabelwand schräg gestellt. Dementsprechend hat die Nabelausfüllung die Form eines Hügels mit flachem Gipfel und unvermittelt anschließendem senkrechtem Abfall, der sich dann eine mittlere Böschung und ein flacher Fuß anschließt. Die Lobenlinie erinnert an *Muensteroceras*, sie zeigt einen parallelwandigen Externlobus und einen Laterallobus mit glatten, fast rechtwinklig aufeinanderstoßenden Schenkeln. Anwachsstreifen stets mit kräftiger Außenbucht, meist auch mit Seitenbucht. Einschnürungen meist drei auf einem Umgang. Auf der Nabelkante stärkere oder schwächere Knoten, auf denen sich die Anwachsleisten zusammendrängen; in der

Jugend Nabelrippen. Spiralleisten vorhanden, auf der Außenseite ungeschwächt.

C. Schmidt hat an Hand eines reichlichen und gut erhaltenen Materials die Variabilität des Querschnittes und der Skulptur festgestellt und die Mittel zur Unterscheidung von *G. Listeri* angegeben. Seine Identifizierung der westfälischen Form mit *circumplicatile* Foord kann nach Mitteilung des Herrn Bisat nicht zutreffen, da eine Nachprüfung des Originals eine enge Verwandtschaft jener irischen Form mit *Eumorphoceras inconstans* Phill. ergeben hat.

Bisher nur aus V α Westfalens und aus Irland, es ist aber denkbar, daß sich weitere Vorkommen unter Bestimmungen wie *Listeri* oder *carbonarium* verbergen.

Gastrioceras Martini n. sp.[1])

Taf. 22, Fig. 12

1924. *Gastrioceras Listeri* Mart., C. Schmidt, Taf. 16, Fig. 1b—e.

Dm = 32 + 20; Wh = 12 + 5; Wb = 35 (23). Breit- und niedrigmündig, so daß die Wölbung außerhalb der Nabelkanten nur etwa $^1/_3$ Kreis darstellt. Die Nabelwand steht schräg. Der Projektionspunkt fällt ungefähr auf die Nabelkante. Die Form ändert sich im Laufe des Wachstums viel weniger als bei der vorigen Art, die Nabelausfüllung bildet annähernd einen Kegel mit 70—100° Spitzenwinkel; der Nabel ist treppenförmig. — Lobenlinie nicht bekannt[2]). Anwachsstreifen, Nabelknoten, Spiralleisten und Einschnürungen wie bei der vorigen Art.

Der wichtigste Unterschied gegen *rurae* liegt darin, daß der dort zu beobachtende Formwechsel hier fast ganz fehlt, Alters- und Jugendwindungen unterscheiden sich fast nur noch in der Ausbildung der Nabelkante.

Schwieriger ist die Unterscheidung von dem jüngeren *Listeri*, C. Schmidt hat beide Arten noch vereinigt. Die unverändert über die Außenseite reichende Spiralskulptur, welche *Martini* merkwürdigerweise mit den beiden gleichaltrigen Arten gemeinsam hat, ist bei der jüngeren Art nicht mehr vorhanden. Auch zeigen Vergleiche, daß die Außenbucht der Anwachsstreifen kleiner wird, allerdings bei den beiden Unterarten (?) der jüngeren Form in verschiedenem Maße, wie Crick und Foord angeben. Bei Benutzung ihrer Ausdrucksweise wäre die Außenbucht bei:

Martini: am breitesten, ziemlich flach,
Listeri Listeri: sehr breit, flach,
Listeri coronatum: breit, sehr flach.

Zahlenwerte lassen sich kaum angeben, da dies Merkmal ebenso wie die äußere Form variabel ist. *G. Martini* lag vor von den meisten Fundpunkten des westfälischen Hauptflöz-Horizontes und von Bure de Wérister bei Lüttich.

---

[1]) Nach dem Beschreiber des *G. Listeri*.

[2]) Taf. 22, Fig. 12 erhielt versehentlich die normale, Fig. 13 die Alterslobenlinie des *G. Listeri*.

Gastrioceras Listeri Martin

Taf. 22, Fig. 13; Taf. 26, Fig. 11

1897. *Gastrioceras Listeri M.* und *coronatum* Crick und Foord, S. 233, 236, Fig. 111, 112.
1898. » *Listeri* Mart., Haug, S. 103, Taf. 1, Fig. 28–31.
1903. » » Smith, S. 93, Taf. 13, Fig. 6—15.
1914. » *carbonarium* Glde., Wedekind, S. 16, Fig. 5b, Taf. 1, Fig. 12, nicht 9!
1917. » » » S. 159, Fig. 53b.
1924. » *Listeri* Mart. (partim), C. Schmidt, S. 377, Taf. 17, Fig. 1a, Taf. 17, Fig. 1.

Dm = 23 + 18; Wh = 8 + 5; Wb = 28 (19). Windungen niedrig, wenig umfassend, E:Wb auf gewissen Jugendwindungen bis 1:4. Die Nabelkante ist schon früh vorhanden; die Naht liegt auf der Nabelkante des vorhergehenden Umgangs, der Nabel ist daher nicht treppenförmig. Die Loben E und L sind glockenförmig (L mag im Alter wieder geradseitig werden, cf. Crick und Foord, Fig. 111c). Die Anwachsstreifen zeigen nur eine sehr kleine Außenbucht. Spiralskulptur wurde nicht beobachtet, sie soll nach Crick und Foord andeutungsweise im Bereich der Nabelknoten vorkommen.

Mit diesen Merkmalen nähert sich die westfälische Form dem von Crick und Foord beschriebenen *G. coronatum;* Taf. 26, Fig. 11 neigt wohl am meisten nach dieser Seite, während C. Schmidt's Abbildung 1a eine schneller anwachsende, überhaupt dem typischen *Listeri* ähnlichere Form zeigt.

Zahl und Erhaltung der westfälischen Stücke genügen nicht zur Feststellung, ob *Listeri* typ. und *coronatum* nur willkürlich herausgegriffene Varianten sind oder nicht.

G. Listeri ist offenbar der Nachkomme von *G. Martini,* bei welchem die Unterscheidungsmerkmale angegeben sind.

Von *G. Martini* über *G. Listeri* hinaus führt eine gerade Linie zu den Arten der *Schistoceras*-Stufe *Paragastrioceras marianum* Vern. und *montgomeryense* M. u. G.: dort sind die inneren Windungen noch niedriger und zahlreicher, und die Außenbucht der Anwachsstreifen hat einem kräftigen Vorsprung Platz gemacht.

Gastr. Listeri ist in Vβ Westfalens verbreitet, es lag vor von den Zechen Langenbrahm, Herkules und Hoffnung.

Gastrioceras subcrenatum Schlotheim

Taf. 22, Fig. 11

1884. *Goniatites subcrenatus* Schloth., Beyrich, S. 213.
1897. *Gastrioceras carbonarium* v. B., Crick und Foord, S. 229.
1902. *Glyphioceras subcrenatum* Schl. (partim!), Frech, Taf. 46b, Fig. 5b, c, d.
1914. *Gastrioceras Langenbrahmi* und *L.* var. *crassa* Wedekind, S. 17, Fig. 6, Taf. 1, Fig. 4—6.
1917. » » Wedekind, S. 159, Fig. 53c.
1924. » *subcrenatum* Schl., C. Schmidt, S. 379, Taf. 16, Fig. 2, Taf. 17, Fig. 2.
?1924. » *cumbriense* Bisat, S. 82, Taf. 5, Fig. 2, 3.

Dm = 30 + 22; Wh = 12 + 8; Wb = 27 (16). Die Jugendform ist der von *Listeri* einigermaßen ähnlich, hat aber bereits eine rundere Außenseite. Schon bei 15 mm Dm. überschreitet die Windungshöhe die halbe Breite; sie steigt weiter bis 35 mm, wo sie etwa $^2/_3$ der Breite erreicht; bei noch größeren Windungen wird der Umschlag wieder

verringert. Die Nabelwand steht senkrecht, die Ausfüllung des Nabels ist breit glockenförmig. Mediansattel breit, Laterallobus schmal. Anwachsstreifen mit deutlichem äußerem Seitenvorsprung und kräftiger Außenbucht. Die Nabelrippen verschwinden mit der Höhenzunahme der Windungen, nur ausnahmsweise bleiben schmale Nabelknoten bestehen. Spiralleisten waren nur an einem von C. Schmidt gesammelten Stück in der Nähe der Nabelkante zu beobachten. Einschnürungen meist vier auf einem Umgang.

Variabel sind nach C. Schmidt die Skulptur der Nabelkante und das Höhen-Breiten-Verhältnis der Windungen (von 1:2 bis 1:1,5), beides in dem Sinne, daß Jugendmerkmale mehr oder weniger lange beibehalten werden.

Die Gründe zur Abstoßung des viel gebrauchten Namens *carbonarium* v. B. hat C. Schmidt dargelegt ebenso wie die Beziehungen zu verwandten Arten. *G. subcrenatum* läßt sich von *circumplicatile* und *Listeri* auch bei verdrücktem Schiefermaterial bequem durch das Fehlen der Spiralskulptur unterscheiden. Von *Listeri* unterscheidet es der grundverschiedene Querschnitt, von *circumnodosum* Querschnitt und Anwachsstreifen.

In Westfalen vielerorts in Zone V β.

Gastrioceras circumnodosum Foord

Taf. 22, Fig. 14; Taf. 26, Fig. 12—15

1870. *Goniatites Listeri* Phill., F. Roemer, S. 85, Taf. 8, Fig. 12, 13.
?1892. » *occidentalis* Miller u. Faber.
1902. *Glyphioceras subcrenatum* Schl., Frech, Taf. 46b, Fig. 5, acet. excl.
1903. *Gastrioceras circumnodosum* Foord, S. 196, Taf. 49, Fig. 10, 11.
1914. » *Kahrsi* Wedekind, S. 18, Taf. 1, Fig 7, 8.
1924. » » Wdk., C. Schmidt, S. 381, Taf. 17, Fig. 3.

Dm = 31 + 21; Wh = 12 + 5; Wb = 25 (17) Der Windungsquerschnitt der ausgewachsenen Form ist halbkreisförmig wie bei *Gastr. rurae*, nur steht die Nabelwand schräger und die Nabelkante ist mehr gerundet. Die Jugendwindungen nehmen früh an Breite zu und umfassen einander stark; zwischen 10 und 30 mm ist die Form enger genabelt als die vier bisher besprochenen Arten, die Nabelweite sinkt bis $^1/_3$ Durchm. Oberhalb 30 mm nimmt die relative Nabelweite stark zu, so daß die größten Alterswindungen sehr weitgenabelt sind. Die Nabelausfüllung ist demnach steil glockenförmig, zuletzt sich plötzlich stark verbreiternd. Die Lobenlinie ist nach einem oberschlesischen Stück abgebildet; nach C. Schmidt soll der Laterallobus spitz und eng sein, es zeigen sich also hierin widersprechende Beobachtungen, die sich bis jetzt nicht klären lassen, weil das aus sehr lockerem Material bestehende Stück, das C. Schmidt zugrunde lag, anscheinend zerfallen ist. Die Anwachsstreifen sind als erhabene Leistchen entwickelt und stehen in regelmäßigen Abständen; ihr Verlauf ist zuerst geradlinig, bei einer Größe von etwa 15 mm werden sie außen etwas vorgezogen, und in diesen Außenvorsprung senkt sich bei 25 mm eine schwache Außenbucht ein (Foord's Beschreibung »crossing the periphery with a very slight curvature« meint ein Stück von 31 mm Durchm.). Die kurzen Nabelrippen der Jugendform bleiben bestehen, bis eine richtige

Nabelkante gebildet wird, die Alterswindungen tragen wieder Nabelknoten ähnlich wie bei *Listeri*. Von Spiralskulptur zeigten sich nur schwache Andeutungen im Bereich der Nabelrippen. Steinkerne von mittlerer Größe sind bis auf die Einschnürungen glatt.

In dem Auftreten der außen vorgezogenen Anwachsstreifen zeigt sich ein phylogenetisch neues Merkmal auf einem jugendlichen Stadium der ontogenetischen Entwicklung, wie von Wedekind und C. Schmidt hervorgehoben wurde; wenn aber die auf Alterswindungen wieder auftretende Externbucht auf eine Rückkehr zu einem phylogenetisch früheren Zustand deuten soll, scheint die mechanische Wirkung der relativ wieder zunehmenden Erhöhung außer acht gelassen zu sein.

Variabel sind auch hier vor allem die Nabelweite und die Skulpturen der Nabelkante.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß sich auch *occidentale* M. u. F. (Smith 1903, S. 96, Taf. 8, Fig. 6, 7) als mit unserer Art identisch erweist; der Verlauf der Anwachsstreifen (»nearly straight«) stimmt, es stört indessen der zweibogige Verlauf der innersten ?Einschnürung (»internal muscle scars«) bei jener amerikanischen Art.

Dadurch, daß hier jüngere, dort ältere Exemplare untersucht wurden, blieb die Übereinstimmung der westfälischen und der irischen Form bisher unerkannt; sie ist aber bei gleichgroßen Stücken vollkommen. Bei der oberschlesischen Form lag eine Erschwerung darin, daß von dort aus dem »Roemer-Horizont« nur mittelgroße Exemplare ohne Jugendwindungen und ohne die bezeichnenden Nabelrippen oder -knoten bekannt geworden sind. Die Übereinstimmung eines Sammlungsexemplars mit der westfälischen Form hat C. Schmidt erkannt, er versäumte es indessen, die Abbildungen Roemer's und Frech's gründlich zu prüfen und hat infolgedessen *Gastr. Listeri* und *subcrenatum* auch aus Oberschlesien angegeben, obgleich mit beiden Bestimmungen offenbar nichts als *G. circumnodosum* gemeint war. Mariner Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank: Zeche Rheinpreußen, Villa Hügel und Wickenburgstraße in Essen. Ferner über dem Maria-Flöz, Zeche Karl Friedrich bei Aachen-Richterich. Diese Vorkommen sind wohl trotz anderer, auf die Floren gegründeter Angaben mit dem oberschlesischen »Roemer-Horizont« (unter dem Pochhammerflöz) als Zone Vγ zu bezeichnen.

Gastrioceras macrocephalum Frech

Taf. 22, Fig. 15; Taf. 26, Fig. 16, 17

1902. *Glyphioceras subcrenatum* Schl. und *macrocephalum* Frech, Taf. 46b, Fig. 5a und 4.
1924. *Gastrioceras* sp. C. Schmidt, S. 383.

Vorläufig liegt zu wenig Material vor, um die Möglichkeit auszuschließen, daß es sich nur um eine Varietät der vorigen Art handelt. Die vorliegenden oberschlesischen Exemplare haben ungefähr die erforderliche Größe, um als innere Windungen in die Stücke von *circumnodosum* zu passen, aber die Wölbung ihrer Außenseite ist dafür zu stark. Ein Stück wurde durchgeschnitten, wobei es sich zeigte,

daß die Engnabeligkeit ($N = 1/3$ Dm) von 4 mm bis zur Endgröße von 12 mm anhält. — Die Lobenlinie zeigt keinen Unterschied gegen *circumnodosum*. — Die Anwachsstreifen sind wie kleine Rippen herausgehoben und laufen geradlinig um. Dazu passen die von C. Schmidt beschriebenen flachgedrückten Exemplare aus Vγ Westfalens und ein in der Sammlung der Geol. Landesanstalt befindicher Abdruck einer einzelnen Windung von etwa 40 mm Durchm. von Zeche Karl Friedrich bei Aachen. In beiden Fällen zeigen sich bei einer Größe, die über der der oberschlesischen Stücke liegt, eine deutliche Außenbucht der Anwachsstreifen und über die ganzen Flanken reichende breite Seitenvorsprünge. Nabelrippen fehlen schon von 8 mm ab, Nabelknoten werden nicht ausgebildet.

Frech's Taf. 46b, Fig. 5a ist stark verzeichnet, das Original — hier Taf. 26, Fig. 17 von der Seite abgebildet — zeigt einen vorzüglichen Querbruch von der Form wie hier Taf. 22, Fig. 15.

Gastrioceras catharinae n. sp.

Taf. 22, Fig. 16; Taf. 26, Fig. 18, 19

Dm = 25+18; Wh = 12+7; Wb = ?. Ein einziges Gesteinsstück aus dem Catharina-Horizont der Zeche Waltrop (Slg. d. Geol. L.-A.) enthält eine Reihe gänzlich flachgedrückter Gastrioceraten von so eigenartiger Form, daß ihre Charakterisierung nicht versäumt werden darf, zumal es sich anscheinend um die jüngste *Gastrioceras*-Art Europas handelt. Nachdem mit anderen auch unverdrückt vorkommenden Arten eine genügende Erfahrung in der Bestimmung flachgedrückter Stücke gesammelt war, konnte sogar eine Rekonstruktion des Querschnitts versucht werden (Taf. 22, Fig. 16).

Die Gestalt ist enggenabelt und hochmündig, sie dürfte sich also aus *Gastr. subcrenatum* nach der anderen Richtung entwickelt haben als *circumnodosum*. Dem entsprechen die Anwachsstreifen, die einen sehr ausgesprochenen äußeren Seitenvorsprung besitzen und zwar schon auf Jugendwindungen von 5 mm Durchm. Aus dem gleichbleibenden Verlauf der Anwachsstreifen wie aus der gleichbleibenden relativen Erhöhung läßt sich schließen, daß kein erheblicher Formwechsel im Lauf des Wachstums stattfindet. Von 10 mm ab ist die Schale mit deutlichen Spiralleisten dicht bedeckt. Die Jugendwindungen zeigen dichtstehende Nabelrippen. Nabelknoten werden später nicht angelegt. — Die Lobenlinie ist unbekannt.

Zu *Paragastrioceras* gehört die Art deshalb nicht, weil die Wirkung der äußeren Seitenvorsprünge schon frühzeitig durch eine doppelt so tiefe Außenbucht ausgeglichen wird. Es ist aber möglich, daß sich aus ihr unmittelbar *Paragastrioceras*-Formen entwickelt haben, wie *G. Verneuili* n. sp., womit eine zweite Linie für die Herausbildung der vorgezogenen Anwachsstreifen gegeben wäre.

Gattung **Paralegoceras** Hyatt

Dadurch, daß die Gattung *Schistoceras* eine *Gastrioceras*-ähnliche Jugendform und eine Zwischenform mit *Paralegoceras*-Lobenlinie auf-

weist, glaubt I. P. Smith die phylogenetische Stellung der letztgenannten Gattung zwischen den beiden anderen bewiesen zu haben (1903, S. 111). Tatsächlich aber tritt auch in Amerika das echte *Gastrioceras* auch erst in Stufe V auf, *Paralegoceras* dagegen schon in Stufe IV! Vielleicht ist daher mindestens ein Teil ver *Paralegoceras* nicht von *Gastrioceras*, sondern von *Nomismoceras* abzuleiten. Die Lobenformel ist (M) E L U_1 U_2 K I.

Wenn im Stammbaumversuch S. 522 *Paralegoceras* als im Carbon erlöschend dargestellt ist, sind die ebenso genannten permischen Formen schon abgetrennt. Nach unserer bisherigen Kenntnis scheinen sie tatsächlich etwas anderes zu sein, weil sie einen inneren Umschlaglobus vor den carbonischen voraus haben, unter welchen sich *P. iowense* M. u. W., der Typ der Gattung, befindet. Die Unterschiede der benachbarten Gattungen lassen sich vielleicht so ausdrücken (wobei in den Lobenformeln noch die Lage der Naht mit s bezeichnet sei):

(M) E L U_1 U_2 s K I: *Paralegoceras* und 2. Stadium von *Schistoceras* (Smith 1903, Taf. 21, Fig. 11),
(M) E L U_1 U_2 s U_3 K I: 3. Stadium von *Schistoceras* (Smith 1903, Taf. 21, Fig. 12),
(M) E L U_1 U_3 s U_2 K I: »*Paralegoceras*« *sundaicum* Haniel (1915, S. 60, Fig. 15),
(M) E L U_1 U_2 U_3 s U_4 K I: *Schistoceras*,
(M) E L U_1 U_2 U_3 s K I: *Agathiceras*.

Ganz etwas anderes ist *Pericleïtes atticum*, der von Renz (1910, S. 465, Taf. 18, Fig. 5) beschrieben und, wenngleich mit besonderer Untergattung, zu *Paralegoceras* gestellt wurde. Die Größe des Nahtsattels bei dieser Form läßt m. E. keinen Zweifel, daß es sich hier nicht um mehrere Umschlagloben, sondern um eine Dreiteilung des Laterallobus handelt; damit würde *Pericleïtes* in die Verwandtschaft von *Shumardites* rücken und wäre der erste carbonische Arcestide Europas. Der zentralasiatische »*Shumardites*« *Keideli* Leuchs, 1919, gehört auch zu *Pericleïtes*.

Paralegoceras alienum n. sp.

Taf. 22, Fig. 17; Taf. 26, Fig. 20

Die unserer Carbon-Fauna sonst fremde Gattung (worauf der Artname hinweisen soll) wird durch ein einziges kleines Exemplar vertreten, dessen Maße ungefähr sind: Dm = 4 + 3 mm; Wh = 2 + $^1/_2$ mm; Wb = 2 (1) mm. Flanken und Außenseite sind gleichmäßig gerundet, eine Nabelkante ist nicht vorhanden. — Die Lobenlinie läßt sich in der Schlußwindung gut beobachten, sie besteht aus einem geräumigen Externlobus, der hinten fast breiter ist als vorn, einem ebenfalls ausgeweiteten Laterallobus und ziemlich flachen, runden Loben U_1 und U_2. Von der vorhergehenden Windung ist nur ein kleines Bruchstück vorhanden, das noch keinen U_2 hat, die Zwischenglieder, aus denen man ersehen könnte, ob U_2 aus U_1 oder anders entsteht, fehlen. — Skulptur war nicht zu beobachten.

Das Stück lag in der Sammlung der Geol. Landesanstalt mit einer

alten Etikette »Grube im Steinkohlengebirge bei Elberfeld« — da das produktive Carbon von Elberfeld ziemlich weit entfernt liegt, ist damit nichts anzufangen. Es lagen jedoch in dem gleichen Kästchen noch mehr Splitter mit weiterer Fauna, darunter *Eumorphoceras carinatum*, wodurch das Alter als Vα unzweideutig bestimmt ist.

Gattung **Dimorphoceras** Hyatt

Unter *Dimorphoceras* sind nach Hyatt enggenabelte Glyphioceratiden mit Lobenzerschlitzung zusammenzufassen. I. P. Smith hat (1903, S. 126, Taf. 20, Fig. 12—15) in »*Dimorphoceras*« *texanum* Sm. eine Form hergerechnet, die eine wiederholte Teilung des Mediansattels und keine Lobenzerschlitzung zeigt, also die Formel $M_3M_2M_1$ELUKI besitzt. Für diese Form aus der *Schistoceras*-Stufe von Texas schlage ich den Namen *Neodimorphoceras* vor. — Andrerseits hat Girty (1909, S. 70) für ein echtes *Dimorphoceras* mit der Lobenformel MELUKI den jetzt als Synonym zu streichenden Namen »*Trizonoceras*« angewendet.

Die Reste dieser Gattung im deutschen Carbon sind ziemlich dürftig, in den meisten Fällen, wo diese Gattung ohne Kenntnis der Lobenlinie vermutet wurde und sich nachträglich doch Loben fanden, gehörten die Formen zu anderen Gattungen. Obwohl bei beiden auch die Anwachsstreifen noch differenziert sind, vermag ich ohne die Lobenlinie *Dimorphoceras* und *Anthracoceras* nicht sicher zu unterscheiden. Um solche Unterschiede zu finden, habe ich bei 11 »*atratum*«-Exemplaren von Chokier die Lobenlinien präpariert; ich fand 2 Exemplare von *Anthracoceras* darunter und 9 von verschiedenen Arten von *Dimorphoceras*; diese hatten sämtlich einen breiteren, mehr winkeligen äußeren Seitenvorsprung der Anwachsstreifen, aber nach der Abbildung von *Dimorphoceras Gilbertsoni* bei Crick und Foord (1897, S. 221) kann das nicht als Gattungsmerkmal gelten; der vielleicht für *Dimorphoceras* charakteristische hohe innere Seitenvorsprung bildet sich erst bei größeren Stücken aus.

Dimorphoceras Brancoi Holzapfel

Taf. 22, Fig. 18

1888. *Dimorphoceras Gilbertsoni* Phill. und *Brancoi* Holzapfel, S. 38, Taf. 3, Fig. 10, 11.
1898. » *Holzäpfeli* Haug und *Brancoi* Holz., Haug, S. 109.

Über diese Art liegen mir keine eigenen Beobachtungen vor. Ich glaube jedoch die Vermutung aussprechen zu können, daß die beiden größeren Stücke, welche Holzapfel fälschlich als *Gilbertsoni* bestimmte und die Haug neu benannte, zu den kleineren, *Brancoi* genannten Stücken gehören. Nach unseren jetzigen Erfahrungen ist es nicht mehr undenkbar, daß statt einer doppelten Seitenfurche eine Windung später nur eine einfache auftritt.

Erdbach-Breitscheid, Hγ.

Dimorphoceras denticulatum n. sp.

Taf. 22, Fig. 19; Taf. 24, Fig. 30–32

Die äußere Form ist ähnlich der von *Anthracoceras atratum*, also geschlossener Nabel und starkes Anwachsen der Windungen, wobei jede Windung die dreifache Höhe der vorhergehenden erreicht; nur die Nabelwand ist etwas steiler und höher als bei jener Art. — Die Anwachsstreifen zeigen einen inneren Seitenvorsprung, der noch stärker über die radiale Linie vorragt als der äußere; junge Individuen zeigen dies Merkmal noch nicht, es bildet sich erst oberhalb 7 mm heraus. (Ähnliches zeigt die Figur 33, Taf. 20 bei Phillips, 1836.) Bei zwei Stücken ließ sich eine ganz schwache Spiralskulptur beobachten.

Die Lobenlinie war sehr gut zu beobachten, in zwei Fällen auch der innere Anteil. Bei einem Gehäusedurchmesser von 2 mm ist sie der eines *Anthracoceras* sehr ähnlich, nur L zeigt den schwachen Beginn einer Teilung; unterhalb 2 mm ist also ohne Zweifel ein *Anthracoceras*-Stadium vorhanden. Bei 4 mm sind E und L zweispitzig, die Lobenlinie hat also ein Stadium des *Dim. discrepans*. Bei 8 mm ist die innere Hälfte von L bedeutend tiefer geworden als die äußere; die innere Hälfte von E hat sich weiter geteilt und zwar, wie an drei Exemplaren zu beobachten war, gleichzeitig in drei zuerst eng beieinanderliegende Spitzchen. Zwischen das mittlere und das äußere dieser drei Spitzchen schiebt sich, wie in einem Fall bei 9 mm Größe beobachtet werden konnte, noch ein viertes ein. Noch etwas später teilt sich auch die innere Hälfte von L in zwei Spitzchen.

Bei der Maximalgröße von 12 mm sind zu beobachten: Ein hoher Mediansattel mit parallelen Wänden; der Externlobus rechts wie links mit 5 Spitzen, von denen 1 bezw. 4 der ursprünglichen Zweiteilung entsprechen. Der Sattel E/L ist auffallend hoch, sein innerer Abfall senkrecht. Vom ursprünglich zweiteiligen Laterallobus ist die äußere Hälfte ganz zurückgeblieben und bildet nur noch eine Stufe, die innere ist zweispitzig geworden. Die Loben U, K und I bleiben einfach. Die Lobenformel wäre also (M) E L U K I.

Keine Art von *Dimorphoceras* hat eine so komplizierte Lobenlinie außer *splendidum* Brown, bei dem die Lobenteilung in ganz anderer Richtung geht. *D. Looneyi* Phill. wurde von Crick und Foord nach einem Stück von 5 mm Größe neu beschrieben (1897, S. 224); es hat bemerkenswerte Ähnlichkeit mit gleich großen Stücken unserer Art, aber dort gabelt sich der innere Ast von E und der Sattel E/L ist nur halb so hoch wie hier. — Einen hohen Sattel E/L, aber auch jene Dreiteilung von E zeigt Dollé's *D. Looneyi* (1912, S. 248, Textfig. 2, 2). Es ist auch anzunehmen, daß dort eine weitere Differenzierung in der durch die var. *saharica* angedeuteten Richtung stattfinden würde (also weitere Teilung in L, nicht in E). Jedenfalls ist *D. Looneyi* und besonders das im geologischen Alter und in der Gestalt gleiche Exemplar Dollé's als nächster Verwandter unserer Art zu betrachten.

Weiterhin käme Girty's *Trizonoceras typicale* (1909, S. 70,

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Taf. 11, Fig. 12) in Betracht: während bei *Looneyi* var. *saharica* die Region der Lobenteilung gegenüber unserer Art gewissermaßen etwas nach innen verlagert war, liegt sie bei der amerikanischen Form weiter außen. L bleibt überhaupt ungeteilt wie bei *Dim. Gilbertsoni*, bei E dagegen wird nicht nur die innere, sondern auch die äußere Hälfte ein zweites Mal geteilt. Daß deshalb eine neue Gattung aufgestellt wird, erscheint unnötig.

Von *Dim. denticulatum* fand ich 12 Exemplare bei Ölinghausen unweit Neheim.

Dimorphoceras sp.

Bei einem von C. Schmidt gesammelten und als *Anthracoceras arcuatilobum* bestimmten Stück aus V von Silschede konnte ich eine zweifellose, aber in den Einzelheiten undeutliche *Dimorphoceras*-Lobenlinie freilegen; sie ähnelt der des *D. Gilbertsoni*, E mit seinen Teilen ist aber bedeutend schmäler. Bei aufmerksamer Betrachtung erweist sich auch die Skulptur als verschieden von *Anthracoceras*, sie zeigt einen hohen inneren Seitenvorsprung der Anwachsstreifen.

Göttinger Sammlung.

Verzeichnis der angeführten Literatur

1882. Barrois, C, Terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mém. Soc. Geol. du Nord, Bd. 2, Nr. 1.

1909. Bärtling, R., Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III bei Mülheim. Zeitschr. D. Geol. Ges., Bd. 61.

1884. Beyrich, E., Über die im rheinischen Gebirge vorkommenden Goniatiten. Abh. K. Akad. Wiss. Berlin.

1884. –, Erläuterungen zu den Goniatiten L. v. Buch's. Zeitschr. D. Geol. Ges.

1922. Bisat, W. S., Yorkshire Naturalists at Clitheroe. Yorks. Naturalists 1. 7. 1922.

1923. —, *Gastrioceras cancellatum* n. sp. at Meanwood, Leeds. Trans. Leeds Geol. Ass., Pt. 19.

1924. —, The Carboniferous Goniatites of the North of England and their zones. Proceed. Yorksh. Geol. Soc. XX, 1.

1917. Böse, E, The Permocarboniferous Ammonoids of the Glass Mountains, West Texas. Univ. Texas Bull 1862. Austin.

1923. Brüning, C., Beiträge zur Kenntnis des rheinisch westfälischen Culms. Geol. Archiv, Bd. 1, Heft 5. Königsberg.

1839. Buch, L. v., Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien Abh. K. Akad. Wiss. Berlin.

1913. Charpentier, A., Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France. Mém. Soc. géol. du Nord, T. 7. Lille.

1899. Crick, G. C., On some new Goniatites from the Carboniferous Limestone of Ireland. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 7, vol. 3.

1897. — und Foord, A. H., Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum, Part III. London.

1911. — und Collins, The Culm of South Devon, Exeter district. Quat. Journ. Geol. Soc., V. 67.

1844. M'Coy, F., Synopsis of the carboniferous Fossils of Ireland.

1912. Dollé, L., Le Dinantien supérieur de la vallée de Oued-Zousfana; Paléontologie. Ann. Soc. Geol. du Nord, Vol. 41.

1911. Felsch, J., Die Schichtenfolge des Unteren Culms in der Umgebung des Münchberger Gneismassivs. Dissertation, Jena.

1899. Frech, F., Lethaea palaeozoica; Bd. II, Lief. 2: Die Steinkohlenformation. Stuttgart.

1902. —, Über devonische Ammoneen. Beitr. Pal. Öst.-Ung., Bd. 14. Wien.

1903. Foord, A. H., Monograph of the Carboniferous Cephalopoda of Ireland, Pt. IV u. V, Pal. Soc. 1901 und 1903. London.
1909. Girty, G., The Fauna of the Caney-Shale of Oklahoma. U. S. Geol. Surv. Bull. 377.
1911. —, The Fauna of the Moorefield shale of Arkansas. U. S. Geol. Surv. Bull. 439.
1889. Gemmellaro, G. G., La Fauna dei calcari con Fusulina della Valle del Fiume Sosio, Fasc. II u. Appendice. Palermo.
1879. Hall, J., Palaeontology of New York, Vol. 5, Pt. 2. Albany.
1915. Haniel, C. A., Die Cephalopoden der Dyas von Timor. Herausg. v. J. Wanner. Stuttgart.
1898. Haug, E., Études sur les Goniatites. Mém. soc. geol. de France. Paris.
1905. Hind, W., On the beds which succeed the carboniferous Limestone in the West of Ireland. Proc. R. I. Ac. Dublin.
1918. —, The distribution of the British Carboniferous Goniatites. Geol. Magazin.
1889. Holzapfel, E., Cephalopoden führende Kalke des Unteren Carbons von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. Paläont. Abhandl. V.
1910. —, Geologie des Nordabfalls der Eifel. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., H. 66. Berlin.
1883. Hyatt, A., Genera of fossil cephalopods. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 22.
1889. Karpinsky, Über die Ammoneen der Artinsk-Stufe. Mém. Ac. imp. Scienc. 37, Nr. 2. Petersburg.
1896. —, Sur l'existence du genre Prolecanites en Asie et son développement. Bull. Ac. imp. Scienc., 5. ser., T. 2. Petersburg.
1904. Kittl, E., Geologie der Umgegend von Sarajevo. Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanst. für 1903.
1880. Koninck, L. G. de, Faune du calcaire carbonifere Belgique. Pt. II. Ann. Mus. R. Hist. Mat. Belgique. Brüssel.
1881. —, Sur quelques cephalopodes nouveaux du calc. carb. de l'Irlande. Ann. Soc. geol. Belgique IX. Lüttich.
1906. Lehder, Phosphoritconcretionen des Untersten Culms in Ostthüringen. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 22.
1919. Leuchs, K., Marines Obercarbon im zentralen Tianschan. Sitzungsber. bayr. Ak. d. Wiss. München.
1897. Leyh, F., Die Culmfauna aus dem Geigenbruch bei Hof. Zeitschr. D. Geol. Ges., Bd. 49.
1882. Mojsisovics, E. v., Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. 10. Wien.
1911. Nebe, B., Die Culmfauna von Hagen. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 31.
1922. Paeckelmann, W., Über das Oberdevon und Untercarbon des Südflügels der Herzkamper Mulde auf Blatt Elberfeld. Dies Jahrb. 1921. Berlin.
1836. Phillips, J., Illustrations of the Geology of Yorkshire. London.
1841. —, Figures and descriptions of the palaeozoic Fossils of Cornwall etc. London.
1921. Plummer, B. und Moore, R. C., Stratigraphy of the Pennsylvanian Formations of North Central Texas. Univ. of Texas. Bull. 2132. Austin.
1843. Portlock, Geology of Londonderry.
1914. Pruvost, P., Observations sur les terrains Dévoniens et Carbonifères du Portugal et sur leur faune. Comm. da Commissão do Serviço Geológico de Portugal. Tom. 10. Lissabon.
1914. Renier, A., Deuxieme Note sur les Niveaux a faune marine du bassin houiller de Liege. Ann. Soc. geol. Belgique 39 (1911—12). Lüttich.
1910. Renz, C., Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Palaeozoicum. Jahrb. k. k. Reichsanstalt f. 1910. Wien.
1843. Roemer, F. Ad., Die Versteinerungen des Harzgebirges.
1850, 52, 55 und 60. —, Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestl. Harzgebirges, I—III. Palaeontographica.
1870. —, Geologie von Oberschlesien. Breslau.
1876. —, Über ein Vorkommen von Culmschichten in Portugal. Zeitschr. D. Geolog Ges., Bd. 48.
1850—56. Sandberger, G. und F., Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden.

1921. Schindewolf, O. H., Versuch einer Paläogeographie des Europäischen Oberdevonmeeres. Zeitschr. D. Geol. Ges., Bd. 73.
1922. —, Über eine Untercarbon-Fauna aus Ostthüringen. Senckenbergiana, 1922, H. 2. Frankfurt a. M.
1923. —, Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof a. S. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd.
1923a. —, Über Fossley, Etroeungt und verwandte Fragen. Centralblatt für Min. usw. Stuttgart.
1924. —, Bemerkungen zur Stratigraphie und Ammoneenfauna des Saalfelder Oberdevons. Senckenbergiana, Bd. 6. Frankfurt a. M.
1924. Schmidt, C., Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren Produktiven Carbon des Gebietes von Witten (Westfalen). Dies. Jahrb. f. 1923.
1921. Schmidt, H, Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. Dies Jahrb. f. 1920. Berlin.
1921a. —, Über Goniatiten, eine Revision ihrer Systematik mit Beifügung neuer Beobachtungen.
1922. —, Die Gattung Homoceras. (Beitrag bei Paeckelmann: Oberdevon und Untercarbon usw.) Elberfeld. Dies Jahrb. f. 1921. Berlin.
1923. —, Zur Stratigraphie des Untercarbon. Centralblatt f. Min. usw., 1923, Heft 24. Stuttgart.
1924 —, Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. Dies. Jahrb. f. 1923.
1924a. —, Alter und Entstehung der Tuffbreccie von Langenaubach. Senckenbergiana, Bd. 6, H. 3. Frankfurt a. M.
1909. Semper, M., Die marinen Schichten im Aachener Obercarbon. Verh. Nath. Ver. Rheinl. für 1908. Bonn.
1903. Smith, J. P., The carboniferous Ammonoids of Amerika. Un. St. Geol. Surv. Monogr. 42.
1812. Sowerby, J., Mineral Conchyology. Vol. 1. London.
1910. Spiegelhalter, Ein Goniatit aus dem südl. Schwarzwald. Centralbl. f. Min. usw., S 506. Stuttgart.
1907. Tchernow, L'etage d'Artinsk I. Bull. soc. imp. des Naturalistes de Moscou 20 (für 1906). Moskau.
1888. Tzwetaev, M., Cephalopodes de la section superieure du calc. carb. de la Russie centrale. Mém. com. geol. russe, Vol. 5, N. 3.
—, Nautiloidées et Ammonoidées de la section inférieure du calc. carb. de la Russie centrale. Mém. com. geol. russe, Vol. 8, Nr. 4.
1875. Verneuil, E., de, in: Murchison, Verneuil et Keyserling, Geologie de la Russie de l'Europe, Vol. II, Paläontologie. London, Paris.
1914. Wedekind, R., Beiträge zur Kenntnis der obercarbonischen Goniatiten. Mitt. aus dem Mus. der Stadt Essen, Nr. 1.
1917. —, Die Genera der Palaeoammonoidea. Palaeontographica 62. Stuttgart.
1919. Weigelt, J., Gliederung und Faunenverteilung des unteren Culms im Oberharz. Dies Jahrb. f. 1916. Berlin.
1896. Whidborne, G. F., Devonian Fauna of the South of England. Vol. 3, Pt. 2. Palaeontograph. Soc.
1899. Wolterstorff, W., Das Untercarbon von Magdeburg-Neustadt und seine Fauna. Dies Jahrb. f. 1898. Berlin.

Tafel 19

		Seite
1.	*Aganides Gürichi* Fr. Zone Iα, Hönnetal. Präparat[1])	532
2.	» *intermedius* Schdw. Zone Iα, Hönnetal. Kombination	532
3.	» *carinatus* Schm. Zone Iα, Balve. Präparat	535
4.	» *infracarbonicus* Pkl. Zone Iα, Stockum, Hönnetal. Kombination	533
5.	» *acutus* Schdw. Zone Iα, Drewer	534
6.	» *varicosus* Schdw. Zone Iα, Drewer. Präparat	533
7.	*Pseudarietites westfalicus* Schm. Zone Iα, Hönnetal. Kombination	536
8.	*Gattendorfia subinvoluta* Mstr. Zone Iα, Hönnetal. Kombination	535
9.	» *crassa* Schm. Zone Iα, Hönnetal. Präparat	535
10.	» *nodosa* n. sp. Zone Iα, Hönnetal. Kombination	536
11.	*Protocanites Lyoni* M. u. W. Zone Iα, Hönnetal, Schönau. Kombination	537
12.	» *geigenensis* Schm. Zone Iβ, Hof. Rekonstruktion	538
13.	» *quadratus* Schdw. Zone IIβ, Zadelsdorf. Rekonstruktion	538
14.	*Merocanites compressus* Sow. Zone IIβ, Irland. Rekonstruktion nach Foords Abbildungen	540
15.	» *applanatus* Fr. Zone IIγ, Erdbach. Präparat	539
16.	*Prolecanites serpentinus* Phill. Zone IIIα, Hausdorf. Kombination	541
17.	» *perfectus* n. sp. Zone IIIβ, Aprath. Rekonstruktion	542
18.	» *quinquelobus* Kittl. Zone IIIγ, Sarajevo. Kombination nach Kittl's Abbildungen	543
19.	*Pronorites cyclolobus* Phill. Zone IIIα, Grund. Kombination	546

Tafel 20

		Seite
1.	*Muensteroceras sphaeroidale* M'Coy. Zone IIγ, Erdbach. Nach Holzapfel und Mac Coy kombiniert	547
2.	» *corpulentum* Cr. Zone IIβ, Irland und ?Zadelsdorf. Nach Foord komb.	548
3.	» *Barroisi* Holz. Zone IIγ, Erdbach. Nach Holzapfel komb.	551
4.	» *truncatum* Phill. Zone IIIα, Grund. Präparat	551
5.	» *ovatum* Sow. Zone IIβ, Irland. Präparat	548
6.	» *inconstans* Kon. Zone IIIγ, Pauquys. Präparat	550
7.	*Pericyclus plicatilis* Kon. Zone IIβ, Irland. Nach Foord komb.	553
8.	» *fasciculatus* M'Coy. Zone IIβ, Irland. Nach Foord komb.	554
9.	» *Hauchecornei* Holz. Zone IIγ, Erdbach. Nach Holzapfel komb.	554
10.	» *Kayseri* n. nom. Zone IIγ, Erdbach. Nach Holzapfel komb.	554
11.	» *Kochi* Holz. Zone IIγ, Erdbach. Nach Holzapfel komb.	555
12.	*Nomismoceras Frechi* n. sp. Zone IIγ (?), Weitengrund b. Neurode. Präparat	556
13.	» *germanicum* n. sp. Zone IIIα, Herborn. Rekonstruktion	557
14.	» *Grimmeri* Kittl. Zone IIIβ, Sundern. Nach Kittl komb.	558
15.	*Anthracoceras atratum* Gldf. Zonen IIIδ, IVα, Niederhemer und Gerlingsen. Kombination	559
16.	» *arcuatilobum* Ldwg. Zone Vα, Silschede. Kombination	560
17.	» *Vanderbeckei* Ldwg. Zone Vδ, Langendreer. Kombination	560
18.	» *discus* Fr. Zone Vγ, Roszdin. Kombination	561
19.	» *aegiranum* n. sp. Zone Vε, Dorsten	562

---

[1]) »Präparat«, »Kombination« oder »Rekonstruktion« bezieht sich nicht auf Lobenlinie und Skulptur, sondern stets nur auf den Querschnitt. »Präparat« bedeutet, daß wenigstens der größte Teil des Querschnittbildes von einem Präparat abgenommen wurde, die Schlußwindung ist vielfach hinzukombiniert. Bei der »Kombination« wurden mindestens zwei Windungsquerschnitte im Zusammenhang beobachtet. Die »Rekonstruktionen« beruhen auf einzelnen oder unvollständigen Windungsquerschnitten oder nur auf flachgedrücktem Material. Die Originale zu den Querschnittpräparaten befinden sich zum Teil in Göttingen, zum Teil in Berlin.

Tafel 21

		Seite
1.	*Glyphioceras crenistria* var. *globoides* n. var. Zone IIIα, Grund. Präparat	566
2.	» *crenistria* var. *praestriata* n. var. Zone IIIα, Grund. (Querschnitt und Lobenlinie wie 3).[1])	566
3.	» *crenistria* Phill. Typ Zone IIIα, Niederhemer. Präparat	565
4.	» *striatum striatum* Sow. Zone IIIβ, Herdringen. Präparat	568
5.	» » *ovale* Brg. Zone IIIβ, Herdringen. Präparat	568
6.	» » *sphaericum* Mart. Zone IIIβ, Lautenthal. Präparat	568
7	» » *falcatum* Roem. Zone IIIβ, Lautenthal. Kombination	569
8.	» *granosum poststriatum* Brg. Zone IIIγ, Herdringen. Präparat	571
9.	» » *spiraloides* n. subsp. Zone IIIγ, Herdringen. Präparat	571
10	» » *umbilicus* Roem. Zone IIIγ, Hasselbachtal. Präparat	571
11.	» *spirale* Phill. Zone IIIα, Grund. Präparat	566
12.	» *subcircularis subcircularis* Mill. Zone IIIγ, Ölinghausen. Kombination	573
13.	» » *caneyanum* Girty. Zone IIIγ, nw. Estinghausen. Kombination	573
14.	» » *Newsomi* Sm. Zone IIIγ, Estinghausen. Präparat	573
15.	» *leodicense* n. sp. Zone IIIδ, Chokier. Präparat	574
16.	*Homoceras discus* Roem. Zone IIIα, Grund. Präparat	577
17.	» *brüningianum* n. sp. Zone IIIβ, Deinstrop. Präparat	580
18.	» *meslerianum* Girty. Zone IIIγ, Estinghausen. Präparat	581
19.	» *Burhennei* Brg. Zone IIIβ, Deinstrop. Präparat	577
20.	» *coronula* Roem. Zone IIIγ, Hasselbachtal. Kombination	578
21.	» *beyrichianum* Kon. Zone IIIδ, Chokier. Präparat. — Punktiert eingezeichnet ist die Form einer weniger bradymorphen Variante	579

Tafel 22

		Seite
1.	*Eumorphoceras subreticulatum* Foord. Zone IVα, Gerlingsen. Präparat	585
2	» *reticulatum* Phill. Zone IVβ, Gevelsberg. Präparat	587
3.	» *inconstans* Phill. Zone IVα, Gerlingsen. Präparat	586
4.	» *carinatum* Fr. Zone Vα, Silschede. Präparat. — Punktiert eine bradymorphe Variante	590
5.	» *bisulcatum* Girty. Zone IIIδ, Niederhemer. Kombination nach Girtys Abbildungen	584
6.	» *ornatum* C. u. F. Zone IVα, Büsbach. Nach Crick und Foord komb.	585
7.	» *nitidum* Phill. Nach Phillips komb. Entspricht etwa dem *Homoceras* cf. *Smithi* aus IVα von Büsbach	581
8.	» *bilingue* Salt. Zone IVγ, Fröndenberg. Präparat	588
9.	» *superbilingue* Bisat. Zone IVδ, Kettwig. Rekonstruktion	589
10.	*Gastrioceras rurae* n. sp. Zone Vα, Silschede. Kombination	593
11.	» *subcrenatum* Schl. Zone Vβ, Essen. Kombination	595
12.	» *Martini* n. sp. Zone Vα, Silschede. Präparat	594
13.	» *Listeri* Mart. Zone Vβ, Werden. Präparat	595
14.	» *circumnodosum* Foord. Zone Vγ, Essen. Kombination	596
15.	» *macrocephalum* Fr. Zone Vγ, Königshütte (O.-Schl.) Präparat	597
16.	» *catharinae* n. sp. Zone Vδ, Waltrop. Rekonstruktion	598
17.	*Paralegoceras alienum* n. sp. Zone Vα (?), »Elberfeld«. Präparat	599
18.	*Dimorphoceras Brancoi* Holz Zone IIγ, Erdbach. Nach Holzapfel komb.	600
19.	» *denticulatum* n sp. Zone IIIγ, Oelinghausen. Kombination	601

Tafel 23

		Seite
1.	*Aganides varicosus* Schdw. Zone Iα, Hasselbachtal bei Hohenlimburg. Nat. Gr.	533
2.	*Gattendorfia nodosa* n. sp. Zone Iα, Hönnetal. Jüngeres Exemplar, 2 × vergr.	536
3.	» » » » » » Drewer. Bruchstück einer Alterswindung, 2 × vergr.	

[1]) Hier wie in den folgenden Figuren ist ungefähr die Hälfte der vorhandenen Spiralstreifen gezeichnet.

4. *Protocanites geigenensis* Schm. Zone I, Geigen bei Hof. Nat. Gr. 538
5. *Prolecanites serpentinus* Phill. Zone IIIα, Hausdorf i. Schles. (Unter Paraffinöl photographiert). Nat. Gr. 541
6. » *perfectus* n. sp. Zone IIIβ, Aprath b. Elberfeld. Nat. Gr. . . 542
7. » *quinquelobus* Kittl (?). Zone IIIγ, Bockswiese. $3^1/_2 \times$ vergr. . . 543
8. *Pronorites cyclolobus* Phill. Zone IIIβ, Lautenthal. Außenseite einer Alterswindung. Nat Gr. 546
9. *Nomismoceras Frechi* n. sp. Zone IIγ (?). Weitengrund b. Neurode. $2 \times$ vergr. 556
10. » *germanicum* n sp. Zone IIIα, Bredelar. Skulpturensteinkern eines Bruchstücks, $2 \times$ vergr. 557
11. » » » » » » Öse. Flachgedrücktes Stück (Nabelweite markiert). $2 \times$ vergr.
12. » *Grimmeri* Kittl. Zone IIIβ (?), Sundern. $2 \times$ vergr 558
13. *Glyphioceras crenistria* var. *globostriata* n. var. Zone IIIα, Öse. Flachgedrücktes Bruchstück einschl. Außenseite (Verlauf der Anwachsstreifen markiert). $2 \times$ vergr. 566
14. » » Phill. Zone IIIα, Grund. Jugendform (schräggestellt, um die auch außen gradlinigen Anwachsstreifen zu zeigen). $4 \times$ vergr.
15. » *striatum* Sow. Zone IIIβ, Herdringen. Jugendform (schräggestellt, um die außen vorgezogenen Anwachsstreifen zu zeigen). $4 \times$ vergr. 567
16. » » *ovale* Brg. Zone IIIβ, Herdringen. Jugendform, schräggestellt. $2^1/_2 \times$ vergr. 568
17. » » » » » » » Ventralansicht. $2^1/_2 \times$ vergr.
18. » » *falcatum* Roem. Zone IIIβ, Lautenthal. Ein abnormes Stück vielleicht auch zu *str. striatum* gehörig, weil die vorletzte Windung (wie die in der Wohnkammer steckenden Jungen) noch keinen *falcatum*-Charakter hat. $1^1/_2 \times$ vergr. 569
19. » *granosum umbilicus* Roem. Zone IIIγ, Bockswiese. Jugendform, $4 \times$ vgr. 571
20. » » » » » » » Estinghausen. » »
21. » » *poststriatum* Brg. Zone IIIγ, Windrath. $3 \times$ vergr. (Man beachte die gleichbleibende Zahl der Spirallinien!) 571
22. » » » Ölinghausen. Jugendform, $3 \times$ vergr.
23. » » » Herdringen. » »
24. » » » Ölinghausen. $2^1/_2 \times$ vergr.

Die Originale zu Fig. 4, 6 und 9 befinden sich in Berlin (Geologisches Landesmuseum), die übrigen in Göttingen.

Tafel 24

Seite

1. *Glyphioceras subcircularis subcircularis* Mill. Zone IIIγ, Ölinghausen. $1^1/_2 \times$ vergr. 1a Ventralansicht desselben . 573
2. » » » Ölinghausen. Jugendform, $3 \times$ vergr.
3. » » *caneyanum* Girty. Zone IIIγ, nw. Estinghausen. $2 \times$ vergr. 3a Ventralansicht desselben . . 573
4. » » *Newsomi* Sm. Zone IIIγ, Estinghausen. Jugendform, $3 \times$ vergr. 573
5. » » » » Zone IIIγ, Estinghausen. Übergangsform mit Nabelkante; $3 \times$ vergr.
6. » » » » Zone IIIγ, Estinghausen. Schale, ventral; $3 \times$ vergr.
7. » » » » Zone IIIγ, Estinghausen Erwachsen, Steinkern; $2 \times$ vergr. — 7a Ventralansicht desselben
8. » *leodicense* n. sp. Zone IIIδ, Chokier. Jugendform, $3 \times$ vergr. . . 574
9. » » » » » Grund (Culm-Grauwacke). $2 \times$ vergr.
10. *Homoceras discus* Roem. Zone IIIα, Grund. Jugendform (1. Stadium), $2 \times$ vergr. 577
11. » » » » » » 2. Stadium, $2 \times$ vergr.

12. *Homoceras brüningianum* n. sp. Zone IIIβ, nw. Hoevel. 1. Stadium, 2 × vergr. 580
13. » » » » » » Herdringen. 2. Stadium. 2 × vergr.
14. » » » » » » Deinstrop Größtes Exempl. 2 × vgr.
15. » *Burhennei* Brg. Zone IIIβ, Deinstrop. 1. Stadium, 2 × vergr. . 577
16. » » » » » » 2. » »
17. » » » » » Herdringen. Übergangsform, 2 × vergr.
18. » » » » » Deinstrop. Größtes vollst. Exempl.
19. » » » » » Herdringen. Außenseite am Ende des 1. Stadiums, 4 × vergr.
20. » *coronula* Roem. Zone IIIγ, Bockswiese. Jugendform (Ende des 1. Stadiums, schräg gestellt). 2 × vergr. . . 578
21. » » » » » Hasselbachtal. 2. Stadium. 2 × vergr.
22. » » » » » » 3. » 2 × vergr.
23. » » » » » » 4. » $1^1/_2$ × vergr.
24. » *meslerianum* Girty. Zone IIIγ, Herdringen. 1. Stadium. 2 × vergr. 581
25. » » » » » Estinghausen. 2. Stadium. 2 × vergr.
26. » » » » » Estinghausen. Übergang vom 2. zum 4. Stadium. $1^1/_2$ × vergr.
27. » » » » » Estinghausen. Größtes Bruchstück, zugleich ein anderes Bruchstück mit Loben und mehrere Jugendformen. $1^1/_2$ × vergr.
28. *Glyphioceras leodicense* n. sp. Zone IIIδ, Chokier. Querbruch mit stehengebliebener Nabelausfüllung (zum Vergleich mit dem Folgenden). 2 × vergr. . 574
29. *Homoceras beyrichianum* Kon. Zone IIIδ, Chokier. Querbruch mit einseitig stehengebliebener Nabelausfüllung. 2 × vergr. 579

Die Originale zu Fig. 21, 22 u. 23 befinden sich in Berlin (Geologisches Landesmuseum), die übrigen in Göttingen.

Tafel 25

Seite

1. *Homoceras beyrichianum* Kon. Zone IIIδ, Elberfeld. Nat. Gr. 579
2. *Eumorphoceras bisulcatum* Girty. Zone IIIδ, Niederhemer. 2 × vergr. . . . 584
3. » » » » » » Größtes Exemplar, 2 × vergr.
4. » *subreticulatum* Foord. Zone IVα, Gerlingsen. 1. Stadium, 4 × vergr. 585
5. » » » » » » 2. Stadium, nat. Gr.
6. » » » » » » Erwachsen, nat. Gr.
7. » *inconstans* Phill. Zone IVα, Gerlingsen. 1. Stadium, 2 × vergr. . 586
8. » » » » » » 2. » nat. Gr.
9. » » » » » » 4. » nat. Gr.
10. » » » » » » Größtes Bruchstück, nat. Gr.
11. » *ornatum* C. u. F. Zone IVα, Büsbach. Großes Windungsbruchstück, 2 × vergr. . . . 585
12. » » » » » » Bruchstück der Außenseite, 2 × vergr.
13. » » » » » » Jugendform, 3 × vergr.
14. *Homoceras* cf. *Smithi* Brown. Zone IVα, Büsbach. Flachgedrücktes Stück, 2 × vergr. 581
15. » » » » » » » Region der Nabelkante, 3 × vergr.
16. *Eumorphoceras reticulatum* Phill. Zone IVβ, Hagen. Bradymorphe Form, 2 × vergr. 587
17. » » » » » Gevelsberg. Bradymorphe Form, 2 × vergr.
18. » » » » » Gevelsberg. Tachymorphe Form, 2 × vergr.
19. » » » » » Gevelsberg. Ende des 1. Stadiums mit der Außenfurche, 2 × vergr.
20. » » » » » Hagen. 1. Stadium, 3 × vergr.

21. *Eumorphoceras bilingue* Salt. Zone IVγ, Haspe. 2 × vergr. 588
22. » » » » » Fröndenberg. Skulptur eines großen Exemplars. 2 × vergr.
23. » » » » » Haspe. 1. Stadium, 3 × vergr.
24. » *superbilingue* Bisat. Zone IVδ, Kettwig. Steinkern, etwas verdrückt, 2 × vergr. 589
25. » » » » » Kettwig. Skulpturbruchstück im Abdruck, 2 × vergr.
26. » » » » » Kettwig. 1. Stadium, 3 × vergr.

Die Originale zu Fig. 2, 3, 17, 18 u. 19 befinden sich in Göttingen, die übrigen in Berlin (Geologisches Landesmuseum).

Tafel 26.

Seite

1. *Anthracoceras atratum* Gldf. (?). Zone IIIδ, Niederhemer. Nat. Gr. . . . 559
2. » *Vanderbeckei* Ldw. Zone Vδ, Waltrop. 2 × vergr. 560
3. » » » » » » Langendreer. 2 × vergr.
4. » » » » » » 2 × vergr.
5. » *discus* Fr. Zone Vγ, Königsgrube. Nat. Gr. 561
6. » » » » » Gr. Guter Traugott b. Rosdzin. Jugendform, schräggestellt; 2 × vergr.
7. » » » » » Jugendform, 2 × vergr.
8. » *aegiranum* n. sp. Zone Vε, Z. Baldur b. Dorsten. Nat. Gr. . . 562
9. » » » » » » Z. Baldur b. Dorsten. Übergangsstadium (mit Einschnürungen); 2 × vergr.
10. » » » » » » Z. Baldur b. Dorsten. Jugendform (ohne Einschnürungen); 2 × vergr.
11. *Gastrioceras Listeri* Mart. Zone Vβ, Gr. Hoffnung b. Werden. 2 × vergr. . . 595
12. » *circumnodosum* Foord. Zone Vγ, Essen. Nach Leimabguß. Nat. Gr. 596
13. » » » » » » » » » »
14. » » » » » » (Linke Seite verdrückt) mit evoluter Alterswindung, verdrückt; nat. Gr.
15. » » » » » Gr. Guter Traugott b. Rosdzin. Steinkern, nat. Gr.
16. » *macrocephalum* Fr. (Frechs Original zu »*subcrenatum*«). Zone Vγ, Königsgrube b. Königshütte. Nat. Gr. . . 597
17. » » » Zone Vγ, Gr. Karl Friedrich b. Aachen Nat. Gr.
18. » *catharinae* n. sp. Zone Vδ, Waltrop. 1½ × vergr. 598
19. » » » » » » » Jugendform, 2 × vergr.
20. *Paralegoceras alienum* n. sp. Zone Vα (?), »Steinkohlengebirge bei Elberfeld«. 2½ × vergr. 599
21. *Dimorphoceras denticulatum* n. sp. Zone IIIγ, Ölinghausen. Beschaltes Stück, 2 × vergr. 601
22. » » » » » » » » Steinkern (unter Paraffinöl photographiert), 2 × vergr.
23. » » » » » » » » Bruchstück eines Exemplars von etwa 16 mm Durchm., schräggestellt, behandelt wie 22. 2 × vergr.

Die Originale zu Fig. 1, 3, 4, 5, 12, 13, 14, 21, 22 u. 23 befinden sich in Göttingen, 8 u. 10 Slg. Honermann, 9 Techn. Hochschule Berlin, die übrigen in Berlin (Geologisches Landesmuseum).

Über die Fauna norddeutscher Obersenongeschiebe, insbesondere des Cerithiumkalks

Von Herrn **Robert Potonié** in Berlin

Hierzu Tafel 27

Auf Blatt Schönerlinde (Gr. A. 45, Nr. 19), unmittelbar nördlich Berlin, ist von den Herren LUDEWIG, RADE und SCHILLER sowie, dadurch aufmerksam gemacht, auch von mir eine beträchtliche Anzahl von Kalkgeschieben gesammelt worden, die durch ihre petrographische Beschaffenheit und z. T. auch in faunistischer Hinsicht von den sonst bekannten Arten norddeutscher Kalkgeschiebe abweichen. Der Hauptfundort ist die Tongrube von Mühlenbeck; aber auch in der Mühlenbecker Kiesgrube sowie in Schönfließ sind derartige Geschiebe angetroffen worden.

Daß die Geschiebe der obersten Kreide, nämlich dem Obersenon angehören, ist schon bei einer oberflächlichen Betrachtung ihres Fossilinhalts ersichtlich (*Hoploscaphites constrictus, Belemnitella mucronata* usw.). Bei einigen von mir ausgeführten Besuchen der Mühlenbecker Tongrube wurde die Aufmerksamkeit auf sämtliche der dort vorkommenden Typen von Kreidegeschieben gerichtet. Hierbei ergab sich, daß die Anzahl der dort vorhandenen Kreidegeschiebe eine besonders große ist. So liefern vor allem die auch sonst sehr häufigen schwarzen Feuersteine der Schreibkreide einen weit beträchtlicheren Anteil an der Gesamtmenge der Sedimentärgeschiebe, als dies in der Umgegend von Berlin im allgemeinen der Fall ist. Viel geringer, aber immerhin noch auffällig ist die Zahl der Kreidekalkgeschiebe. Es lassen sich unter diesen mehrere Typen unterscheiden:

1. Ein weißer bis schwach gelblicher Kalk, der in frischen Bruchstücken den Habitus typischer Schreibkreide zeigt und leicht abfärbt. Er enthält u. a. *Belemnitella mucronata.*

2. Ein meist leicht gelblicher Kalk, der dem Hammer größeren Widerstand leistet als der vorige, auf dem frischen Bruch nicht oder doch nicht an allen Stellen so leicht abfärbt, sich aber meist

wenigstens z. T. mit dem Fingernagel ritzen läßt und einen ebenso rauhen Bruch zeigt wie Typus 1. — Dies ist nach der weiter unten angeführten Diagnose Ravn's (a. a. O. 1903) der Habitus des Cerithiumkalks. — Das Material enthält u. a. *Belemnitella mucronata* und *Hoploscaphites constrictus*.

3. Ein wie Typus 2 gefärbter Kalkstein, der auf dem Bruch teils ebenso rauh ist wie 2, teils aber, entsprechend seiner größeren Dichte, glattere Bruchflächen aufweist. Er enthält u. a. *Belemnitella mucronata* und *Nautilus Bellerophon*. — Wir werden sehen, daß es sich in Typus 2 sicherlich, in Typus 3 mindestens z. T. um Cerithiumkalk handelt.

4. Ein harter Kalk, der bis auf die darin enthaltenen Korallen (*Haplophyllia faxensis*) alle Eigenschaften von Typus 3 zeigt. Es handelt sich um sogenannten Faxekalk (s. auch unten). Korallenfreie Partien dieses Kalkes vermag ich nicht von Typus 3 zu unterscheiden. (Vergl. z. B. das unter 3 genannte Stück mit *Nautilus Bellerophon*).

5. Ein noch festerer »Kalk« als der unter 4 genannte von mehr grauer bis bräunlicher Farbe und größerem Kieselsäuregehalt als die bisherigen Typen. Er enthält *Terebratula carnea* und ist als »Saltholmskalk« anzusprechen.

Daneben findet sich eine ziemliche Menge eines grauen bis bräunlichen Flints, wie er aus dem Saltholmskalk bekannt ist.

Chemische Untersuchung einiger der Kalktypen[1])
von Herrn K. Utescher

Typus Nr.	2		3	4	
Fundort	Stevns Klint	Mühlenbeck	Schönfließ	Faxe	Mühlenbeck
	%	%	%	%	%
Tonerde	0,20	0,11	0,05	0,09	0,11
Eisenoxyd	0,15	0,25	0,20	0,20	0,20
Kalk	54,40	54,82	54,89	55,11	54,86
Magnesia	0,36	0,33	0,18	0,33	0,36
Alkalien (KNaO)	0,51	0,66	0,67	0,66	0,62
Kieselsäure (löslich)	0,81	0,34	0,26	0,31	0,22
Kohlensäure	43,25	43,25	43,35	43,70	43,60
Glühverlust (ausschl. CO_2)	0,31	0,54	0,60	0,21	0,07
Summe	99,99	100,30	100,20	100,61	100,04

Geschiebe aus Cerithiumkalk sind im norddeutschen Flachland schon hier und dort gefunden worden. Dies beweisen mir

[1]) Die Analyse von Typus 3 bezieht sich auf das Stück mit *Nautilus Bellerophon*, die zweite Analyse von Typus 2 auf das weiter unten erwähnte Stück mit *Hercoglossa Ludewigi*. — Auffällig ist der etwas höhere Kieselsäuregehalt der aus dem Anstehenden von Stevns Klint stammenden Cerithiumkalkprobe (Tabelle ganz links); ebenso zeigt die Probe aus dem Anstehenden Faxekalk einen höheren Kieselsäuregehalt als das Faxekalkgeschiebe (siehe Tabelle unter 4).

schon früher gesammelte Stücke der Sammlung der Geologischen Landesanstalt; diese Stücke hat man indessen nicht als Cerithiumkalk angesprochen. Aus der Literatur ist mir nur eine einzige Angabe über norddeutsche Cerithiumkalk-Geschiebe bekannt geworden. Sie stammt von Ravn[1]), der 1900 zwei in Eberswalde gefundene Blöcke beschreibt und einen ebensolchen aus Bralitz bei Oderberg erwähnt[2]). Das größte Exemplar dieser Geschiebe stammt aus Eberswalde; es zeigt die Hohlräume aufgelöster Spongiennadeln und ist reich an Versteinerungen, die nur z. T. bestimmt worden sind. Das zweite Geschiebe mit z. T. denselben Versteinerungen ist nur »wahrscheinlich« in Eberswalde gefunden worden. Es enthält u. a. *Terebratula* sp., *Baculites* sp. und *Scaphites* sp.

Für die folgende Darstellung habe ich mich nur an die weiter unten wiedergegebene neuere Fossilliste Ravn's gehalten, durch die die älteren Angaben überholt worden sind.

Mit den mir vorliegenden Stücken stimmt ausgezeichnet die Diagnose überein, die Ravn[3]) 1903 (III. Stratigrafiske Undersøgelser, S. 403) vom Cerithiumkalk gibt.

Auch ein Stück Cerithiumkalk von Stevns Klint in Dänemark, das mir Herr P. G. Krause zum Vergleich überließ und das aus dem Museum der Universität Kopenhagen stammt, hat dem Aussehen nach ganz die gleiche Beschaffenheit (vergl. im übrigen die Analysentabelle links), ebenso eine Probe, die von Herrn Gagel unmittelbar unter dem Fiskeler (Fischton) am Stevns Klint (Howerupklintegaard) gesammelt worden ist.

Nach Ravn (a. a. O. 1903) kennt man den Cerithiumkalk vom Stevns Klint am besten. Er bildet hier eine Lage von etwas wechselnder Mächtigkeit ($^1/_3$—1 m). Überall wo sowohl Schreibkreide als auch Bryozoen-Kalk ansteht, findet man ihn zwischen diesen beiden Bildungen. Er besteht nach Ravn (ganz wie die mir vorliegenden Stücke) aus einem weißen oder etwas gelblichen Kalkstein (vergl. Typus 2). Die Sprünge, von denen der Cerithiumkalk nach Ravn im Anstehenden durchsetzt ist und die den Kalk in Brocken zerfallen lassen, kann man begreiflicherweise bei den Geschieben nicht mehr beobachten. Im übrigen soll das Material zähe sein und ziemlich hart, was für die Geschiebe ebenfalls zutrifft. Durch diese letzte Eigenschaft soll es sich unschwer von der Schreibkreide unterscheiden. Als Unterschied vom Bryozoenkalk wird angegeben, daß der Cerithiumkalk im Gegensatz zu jenem recht selten Bryozoen enthalte. Im Dünnschliff konnte ich denn auch, soweit sich figurierte Reste feststellen ließen, vor allem die Querschliffe von Foraminiferen (Globigerinen) erkennen. Es waren aber auch einige Bryozoen vorhanden.

---

[1]) Ravn, J. P. J., Løse Blokke af Cerithiumkalk, fundne i Nordtyskland; Medd. Dansk. geol. Foren., 1900, Nr. 6, p. 97—100.

[2]) Diese Geschiebe sollen sich in der Sammlung der Forstakademie Eberswalde befinden, auf eine Anfrage der Preuß. G. L. A. stellte sich jedoch heraus, daß sie nicht ermittelt werden konnten.

[3]) 1902/03, Ravn, J. P. J., Molluskerne i Danmarks Kridtaflejringer I—III; Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrift., 6. Raekke, naturvidensk. og mathem. Afd. XI, 2, 4, 6.

Als sehr charakteristisch für den Cerithiumkalk werden schon a. a. O. 1900 feine Hohlräume bezeichnet, die durch die Auflösung von Skelettelementen von Kieselspongien entstanden sein dürften. Sie sind z. B. auf den frischen Bruchflächen des bei der Präparation von *Hercoglossa Ludiwigi* n. sp. (siehe unten) entstandenen Abfalls deutlich zu bemerken.

Hier und da bemerkt man nach RAVN's Angabe im Anstehenden des Kalkes eine einzelne Lage von Flintknollen, wie sie in der Schreibkreide vorkommen. Soweit aber RAVN feststellen konnte, findet sich nirgend, wie etwa im Bryozoenkalk, eine zusammenhängende Flintlage.

Besonders der obere Teil des Cerithiumkalkes ist durchsetzt von *Ophiomorpha*-ähnlichen Körpern. Ein Teil dieser auch unter den hier besprochenen Geschieben durch ein Stück vertretenen Körper kann nach RAVN wohl als von Spongien herrührend betrachtet werden, trotzdem das Skelett vollständig verschwunden ist. Mehr oder minder verkieselte Spongienreste sind nämlich recht häufig. Die Hauptmasse der problematischen Körper aber dürfte (nach demselben Autor) die Spur eines Tieres sein, das den Meeresgrund durchfurcht hat.

Der dänische Cerithiumkalk stellt das oberste Senon dar. Die Grenze zwischen Senon und Danien befindet sich nämlich nach RAVN (a. a. O., III; vergl. auch BRÜNNICH NIELSEN 1920[1])) zwischen dem obersenonen Cerithiumkalk und dem Bryozoen- bezw. Korallenkalk des Daniens[2]). Diesem entspricht der »Faxekalk«. Auch von letzterem haben sich, wie schon angedeutet (vergl. Typus 4), in Mühlenbeck einige Stücke gefunden. Über den Bryozoenkalken folgt der Saltholmskalk (Typus 5), der ebenfalls unter den Mühlenbecker Geschieben vertreten ist.

Die Mühlenbecker Geschiebe dürften demnach im wesentlichen der Aufarbeitung der Schichten im Bereich des obersten Obersenon (Zone des *Scaphites constrictus* = dem oberen Maastrichtien) und des Danien entstammen; und zwar handelt es sich um eine Ausbildung dieser Schichten, wie wir sie heute in Dänemark kennen (vergl. außer RAVN a. a. O. auch B. NIELSEN a. a. O. 1920 die Tabelle am Schluß der Arbeit).

RAVN (1903, S. 377 [43]) gibt für den Cerithiumkalk folgende Formen an[3]):

---

[1]) NIELSEN, K. BRÜNNICH, Inddelingen af Danien' et i Danmark og Skaane; Medd. Dansk geol. Foren. 1920, Bd 5. Nr. 19.

[2]) Auch in Voxlev (vergl. A. JESSCNOG ÖDAM, H., Senon og Danien ved Voxlev; Danm. Geol. Unders., 2. R., No. 39, 1923) findet sich, ebenso wie bei Stevns Klint und Eerslev, ein vollständiger Übergang vom Senon zum Danien. Dort aber findet sich ein Lager von einer dem Cerithiumkalk nicht gleichen Beschaffenheit. Der Cerithiumkalk wird als ein Erhärtungshorizont angesehen, der nach der Bildung des Lagers bei dessen ganzer oder teilweisen Trockenlegung entstanden ist. — Als oberste Grenze der Schreibkreide findet sich bei Voxlev und am Stevns Klint ein Tonlager, fehlt aber bei Eerslev.

[3]) Für die mit (?) versehenen Formen steht das Vorkommen im Cerithiumkalk nicht fest. Bei den mit ? versehenen Arten ist die Bestimmung unsicher. Mit * sind diejenigen Formen bezeichnet, die auch in den hier beschriebenen Geschieben aus Cerithiumkalk beobachtet worden sind.

Brachiopoda:
Terebratella Humboldti v. Hag. sp.
Lamellibranchiata:
Avicula danica Ravn
Pecten trisulcus v. Hag.
» *Nilssoni* Goldf. *
» *spathulatus* Roem.
Lima semisulcata Nilss. sp.
» *decussata* Münst.
» *denticulata* Nilss. sp. (?)
Spondylus Dutempleanus d'Orb. (?)
» *faxensis* (M. U. H.) Ldgrn. (?)
Dimyodon costatus Grönw.
Ostrea Merceyi Cog.
Gryphaea vesicularis Lam. *
Modiola Ciplyana Ryckh. sp.?
Nucula sp.
Arca Forchhammeri Ldgrn. (?)
» *tenuidentata* Hag.
» sp.
Cucullaea crenulata Ldgrn. sp.
Pectunculus sublenticularis Ravn (?)
Limopsis Höninghausi J. Müll. sp.
Lucina sp.
Cardium Vogeli Hng.
Isocardia faxensis (M. U. H.) Ldgrn.
Neaera sp.
Pholadidea sp.?
Gastropoda:
Emarginula coralliorum (M. U. H.) Ldgrn.
Pleurotomaria niloticiformis v. Schl. sp.
Solarium selandicum Ravn
Cerithium balticum Forchh.
» *Sartorii* J. Müll.?
» *Moltkianum* (M. H. H.) Ravn
Cypraea spirata v. Schloth. sp.
Fasciolaria glabra Ravn
Ancilla Milthersii Ravn
Pleurotoma Cerithiorum Ravn
» *Steenstrupii* Ravn
Cinulia danica Ravn
Cephalopoda:
Baculites vertebralis Lam.
» *valognensis* Joh. Boehm
» *Knorrianus* Desm. *
Scaphites constrictus Sow. sp. *
Aptychus I.

Zu diesen von Ravn 1903 für den Cerithiumkalk angegebenen Arten kommen von den im folgenden besprochenen, in Geschieben beobachteten Formen noch folgende als in den Cerithiumkalk gehörig hinzu[1]):

Spongiae:
Ventriculites sp.
Brachiopoda:
Terebratula carnea Sow.
Rhynchonella limbata v. Schloth.
Lamellibranchiata:
Pecten cf. *inflexus* v. Hag.
Avicula cf. *pectinoides* Reuss
Crassatella tricarinata Roem.
Gyropleura Münsteri v. Hag.
Veniella sp.
Limatula sp.
Limopsis sp.
Spondylus sp.
Pectunculus sp.
Cardium sp.
Liopistha sp.
Scaphopoda:
Dentalium sp.
Gastropoda:
Cerithium Ludewigi n. sp.
» *fenestratum* Ravn
Scalaria cf. *elegans* Ravn
Tritonium fenestratum Ravn
Cephalopoda:
Nautilus Bellerophon (M. U. H.) Lund-
Hercoglossa Ludewigi n. sp. [gren (?)
Scaphites sp.
Baculites sp.
Belemnitella mucronata v. Schloth.

Der Fossilinhalt der Geschiebe

Anthozoa

Haplophyllia faxensis Beck sp.

1922. *Haplophyllia faxensis* Beck sp., Br. Nielsen, Zoantharia Denmark, S. 212, Taf. I, Figs. 1–7, cum syn.

Die Geschiebe mit *Haplophyllia* (*Caryophyllia*) *faxensis* Beck sp. bestehen aus einem härteren (aber ebenfalls weißen bis gelblichen)

[1]) Soweit das Material schlecht erhalten ist, wurde auf den Versuch genauerer Bestimmung verzichtet.

Kalk, als ihn die mir vorliegenden, aus dem Anstehenden stammenden Stücke von Cerithiumkalk zeigen. Auch ein von Herrn P. G. KRAUSE in Faxe gesammeltes Stück Korallenkalk enthält zwar dieselbe Koralle wie die *Haplophyllia*-Geschiebe, stimmt aber in der Gesteinsausbildung nur teilweise mit ihnen überein. Der Kalk ist bei dem aus dem Anstehenden stammenden Stück z. T. mürbe. In anderen Teilen jedoch entspricht er durchaus dem verfrachteten Material, so daß kein Zweifel besteht, daß es sich in den Geschieben, denen ja die weniger widerstandsfähigen Teile verloren gegangen sein dürften, um einen Korallenkalk handelt, wie er heute z. B. im Danien von Faxe und Annetorp (vergl. BR. NIELSEN, a. a. O.) zu beobachten ist.

Coelosmilia cf. excavata v. HAGENOW sp.

1922. *Coelosmilia excavata* v. HAG. sp., BR. NIELSEN, Zoantharia Denmark, S. 222, Taf. III, Fig. 8, 8a, 8b, Taf. II, Fig. 21—28, cum syn.

Es liegen mir aus Mühlenbeck drei lose Stücke vor. Solche Fossilien ohne anhaftendes Gestein dürften wegen der verhältnismäßig leichten Zerstörbarkeit der Schreibkreide vorwiegend aus dieser stammen.

B. NIELSEN gibt die Form für das Senon (Mucronatenschichten) und für den Cerithiumkalk von Stevns Klint an.

Moltkia Isis STEENSTRUP

Ohne anhaftendes Gestein. Mühlenbeck.

Spongiae

Ventriculites sp.

Geschiebe mit *Ventriculites* sind nicht selten. Es haben sich bisher solche aus Köpingesandstein und aus weißer Schreibkreide gefunden. Die mir vorliegenden Mühlenbecker Stücke bestehen aus gelblichweißen festen Kalkstein (Typus 3).

Porosphaera globularis PHIL.

Unter den fünf Exemplaren aus Mühlenbeck eines mit noch anhaftender Schreibkreide.

Crinoidea

Pentacrinus sp.

Einige Stielstücke (Mühlenbeck), davon die meisten ohne anhaftendes Gestein, eines jedoch in Saltholmskalk (Typus 5).

Echinoidea

Echinocorys cf. ovata LESKE

Ein schlecht erhaltenes Mühlenbecker Exemplar aus Saltholmskalk bestehend.

Brissopneustes danicus Schlüt.

Ein von Unger auf Blatt Braunschweig gesammeltes Flintgeschiebe. — Drei Geschiebe mit derselben im Danien vorkommenden Form sind jüngst von P. Oppenheim[1]) beschrieben worden; sie stammen aus der Kiesgrube von Britz.

cf. **Cardiaster ananchytis** Leske sp.

Ein Mühlenbecker Exemplar aus Schreibkreide-Feuerstein, 58 mm breit und 63 mm hoch. Es ist stark korrodiert, zeigt aber doch an einigen Stellen die Täfelung.

Weitere aus Mühlenbeck stammende Reste von Echiniden

Außerdem hat sich in Mühlenbeck eine große Zahl von Seeigelstacheln gefunden, die jedoch aus Mangel anhaftenden Gesteins nicht näher besprochen seien. Einer der Stacheln befindet sich in einer wohl aus der Schreibkreide stammenden Kalk-Konkretion.

Vermes

Serpula sp.

Meist ohne anhaftendes Gestein, in einem Falle mit Schreibkreide, in einem anderen auf einer *Belemnitella mucronata* mit daran haftender Schreibkreide (alle Stücke aus Mühlenbeck).

Brachiopoda

Terebratula carnea Sow.

Taf. 27, Fig. 1

1919. *Terebratula carnea* Sow.: Hadding, *Terebratula*-Arten, S. 5, Taf. I, Fig. 1—5, cum syn.

Die *Terebratula carnea* Sow. hat sich gefunden:

1. in typischem Saltholmskalk (Kiesgrube Mühlenbeck),
2. in einem dem Saltholmskalk entstammenden, teilweise verhältnismäßig dunkel gefärbten Flint (Kiesgrube Mühlenbeck),
3. in typischem, fast schwarzen Schreibkreidefeuerstein (Tongrube Mühlenbeck),
4. in Kalkstein vom Typus 3 (Mühlenbeck).

Terebratula carnea scheint, wo in norddeutschen Geschieben beobachtet, bisher nur in solchen aus Schreibkreide und Schreibkreidefeuerstein sowie aus Köpingesandstein festgestellt worden zu sein. Für Geschiebe aus dem Danien angehörenden Saltholmskalk ist sie, soweit ich feststellen konnte, noch nicht angegeben worden. Es wird jedoch die der *T. carnea* nahstehende *T. lens* Nilss. erwähnt. Bei den unter 1. und 2. angeführten Stücken findet sich eine ganze Anzahl von z. T. freilich nur bruchstückweise erhaltenen oder beobacht-

[1]) Oppenheim, P., Über *Brissopneustes danicus* Schlüter im Diluvium von Berlin. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., Monatsber. 1921, S. 156.

baren Exemplaren, die aber alle (soweit man sie zu bestimmen vermag) der *T. carnea* angehören. Dem würde entsprechen, daß die *T. carnea* aus dem Danien von Annetorp (HADDING[1]), S. 8) bekannt ist.

T. lens NILSS. ist stets nahezu kreisrund (auch die von NILSSON[2]), Taf. IV, Fig. 6A—B, abgebildeten Exemplare zeigen diese Form). In einem der beiden Mühlenbecker, *Terebratula* führenden, Geschiebe aus dem Saltholmkalk (5) treten jedoch in ein und demselben Stück neben rundlichen auch auffallend längliche Exemplare auf.

Bei der Bestimmung legt HADDING (a. a. O.) großen Wert auf zwei in der Schloßregion feststellbare Winkel (α und β). Sie »sind sehr konstant und die vorhandenen Schwankungen sind von der Größe des Individuums unabhängig«. Der Winkel β wird von den beiden Schenkeln des Schloßrandes der kleinen Klappe eingeschlossen. Der Winkel α hat seinen Scheitelpunkt im Foramen und wird gebildet von den beiden den Schloßrand berührenden Tangenten. Nach HADDING ist bei *T. lens* $\alpha = 115^0$, $\beta = 140^0$. Bei *T. carnea* schwanken die Winkel in ihrer Größe. HADDING gibt an $\alpha = 105^0 \pm 10^0$, $\beta = 138^0 \pm 8^0$. Bei den mir vorliegenden Exemplaren ist α: 98 bis 118°, β: 129 bis 143°. Gerade in dem Saltholmskalk, in dem man die *T. lens* vermutet hätte, scheinen also die Winkel durchweg (entsprechend gewissen Formen von *T. carnea*) besonders klein zu sein. Die drei aus dem Kreidekalk vorliegenden Exemplare dagegen scheinen besonders große Winkel zu haben. Jedenfalls gilt dies für die beiden Stücke, bei denen die Winkel gemessen werden konnten. Diese Exemplare haben etwa die Form der in der LAMARK'schen Sammlung[3]), Taf. I, Fig. 3a—c, abgebildeten Stücke. Sämtlichen Mühlenbecker Exemplaren fehlt des weiteren der für *T. lens* bezeichnende Kiel; auch sind im Gegensatz zu *T. lens* beide Klappen gleich stark gewölbt.

Keine Übereinstimmung mit den von HADDING (S. 6) gegebenen Bildern zeigt in einem Punkte der Schloßapparat, der bei einem der aus dem Kreidekalk (Typus 3) stammenden Exemplare untersucht werden konnte. Zwischen den Kalkplatten, an denen der Brachialapparat befestigt ist, befindet sich auf HADDING's Abbildungen im hinteren Teil der Schale ein medianer Kalkknollen (Schloßfortsatz), der bei dem mir vorliegenden Exemplar nur angedeutet (vielleicht zerstört) ist. Aber auch der auf HADDING's Bildern deutlich erkennbare, von dem Kalkknollen nach der Mitte der Schale laufende Kiel ist bei dem Mühlenbecker Exemplar nur als ganz schwache Andeutung vorhanden (vergl. Taf. 27, Fig. 1).

Terebratulina cf. **gracilis** v. SCHLOTH.

Ein Exemplar ohne anhaftendes Gestein. Mühlenbeck.

Crania Ignabergensis RETZ.

Drei Klappen ohne anhaftendes Gestein. Mühlenbeck.

---

[1]) HADDING, A., Kritische Studien über die *Terebratula*-Arten der schwedischen Kreideformation; Palaeontogr. 1919, Bd. 63.

[2]) NILSSON, S., Petrificata Suecana 1827.

[3]) Catalogue Illustré de la Collection LAMARK, III. Sect., Brachiopoda, 1917.

Rhynchonella limbata v. Schloth.

Fünf Exemplare; davon eines in Cerithiumkalk (Typus 2—3), die anderen in Schreibkreide. Alle aus Mühlenbeck.

Rhynchonella octoplicata Lam.

Ein Exemplar ohne anhaftendes Gestein. Mühlenbeck.

Lamellibranchiata

Gryphaea vesicularis Lam.

Von dieser Art ist in der Mühlenbecker Tongrube eine ganze Anzahl von meist großen Exemplaren (vergl. Wollemann, S. 52) aufgesammelt worden, von denen sich vier im Geol. Landesmuseum befinden. Das Gesteinsmaterial einiger der mir bekannt gewordenen Stücke entspricht dem Cerithiumkalk (Typus 2—3). Nur eines dieser Stücke befindet sich in der Geol. Landesanstalt. Nach Ravn (1902, II, S. 117/18) kommt die *G. vesicularis* in Dänemark nicht nur im ganzen jüngeren Senon (so z. B. in der Schreibkreide und im Cerithiumkalk von Stevns Klint), sondern auch im Danien vor (so im Korallenkalk von Faxe). Die meisten der *G. vesicularis*-Geschiebe scheinen der Schreibkreide zu entstammen. Hierfür spricht, daß sie häufig kein anhaftendes Gestein mehr zeigen. An einem der Mühlenbecker, in der Geol. Landesanstalt befindlichen Stücke haftet noch etwas Kreidemergel.

Pecten Nilssoni Goldfuss

Ein Kalkstein-Geschiebe (Typus 2—3) aus Mühlenbeck. Die Spezies kommt nach Ravn (1902) außer in der Schreibkreide im Cerithiumkalk (Stevns Klint) vor.

Pecten cf. **inflexus** v. Hag.

Eine rechte Klappe auf einem Cerithiumkalk-Geschiebe (Typus 2) aus Mühlenbeck. Vorkommen von *P. inflexus* nach Ravn (1902): Schreibkreide.

Avicula cf. **pectinoides** Reuss

Beiläufig sei ein dicht mit Bivalven erfülltes, von Herrn Gagel gesammeltes Geschiebe aus Jatznick in Pommern (Blatt Pasewalk) erwähnt, das wohl hauptsächlich die oben genannte Form enthält. Die Gesteinsausbildung des Geschiebes ähnelt der des Cerithiumkalkes (Typus 3), wenn auch eine solche Häufung von Bivalven für den Cerithiumkalk in der Literatur noch nicht angegeben wird.

Vorkommen von *A. pectinoides* nach Ravn (1902): Schreibkreide.

Crassatella tricarinata Roem.

Ein Steinkern. Mühlenbeck. Das anhaftende Gestein entspricht dem Cerithiumkalk (Typus 2—3).

Neithea striato-costata Goldfuss sp.

Eine Dorsalschale (leg. Lehrer Schiller) und eine vielleicht der-

selben Art angehörende Ventralschale (Innenseite). Beide in Mühlenbecker Geschieben aus Schreibkreide.

Gyropleura Münsteri v. Hag. sp.

Drei Steinkerne und ein Abdruck in Cerithiumkalk (Typus 2 bis 3) Mühlenbeck.

Weitere meist als Steinkerne erhaltene Lamellibranchiaten aus Mühlenbecker Kalkgeschieben

Neaera sp.: Zwei Steinkerne ohne anhaftendes Gestein, bedeutend kürzer geschnäbelt, als das aus dem Cerithiumkalk von Stevns Klint stammende und von Ravn (1902, I, Taf. IV, Fig. 23) abgebildete Exemplar von *N.* sp.

Leda sp.: Steinkern einer *L.* ohne anhaftendes Gestein.

Nucula sp.: Ein ca. 10 mm breiter Steinkern ohne anhaftendes Gestein.

Nucula sp.: Ein ca. 21 mm breiter Steinkern in Cerithiumkalk (Typus 2).

Veniella sp.: Ein Steinkern in Cerithiumkalk.

Lima (Limatula) sp. sp. Zwei Steinkerne, ein Abdruck in Cerithiumkalk (Typus 2—3).

Limopsis sp.: Ein Steinkern in Cerithiumkalk (Typus 3).

Spondylus sp.: Zwei Steinkerne in Cerithiumkalk (Typus 2).

Lucina sp.: Ein Steinkern ohne anhaftendes Gestein.

Astarte sp.: Ein Steinkern ohne anhaftendes Gestein.

Pectunculus sp.: Ein Steinkern in Cerithiumkalk (Typus 2).

Cardium sp.: Ein Steinkern in Cerithiumkalk (Typus 2).

Arca sp. sp.: Ein Abdruck, zwei Steinkerne in Cerithiumkalk (Typus 2—3).

Liopistha sp.: Ein Steinkern in Cerithiumkalk (Typus 2).

Scaphopoda

Dentalium sp.

Einige Exemplare von z. T. beträchtlicher Größe. Das längste mißt 8,2 cm. Mühlenbeck. Cerithiumkalk (Typus 2—3).

Gastropoda

Cerithium Ludewigi n. sp.

Taf. 27, Fig. 2

Ein Abdruck, an dem der Kanal noch angedeutet ist. Das Stück ähnelt dem von Ravn (1902, S. 219, Taf. 1, Fig. 13—14) abgebildeten und beschriebenen *Cerithium pseudotelescopium* M. U. H.), indessen sind die Umgänge, wenn auch nur wenig, so doch immerhin etwas aufgebläht; die von Ravn beschriebene Form zeigt demgegenüber abgeplattete Umgänge (»a tours aplatis«). Sodann ist zwar das Ornament im allgemeinen wie bei *C. pseudotelescopium* ausgebildet (vergl. Ravn, a. a. O., Fig. 13b), jedoch fehlen die beiden für *C. pseudo-*

telescopium charakteristischen Reihen von Höckerchen, mit denen die ersten Windungen oben und unten geschmückt sind. Höhe 33 mm, Durchmesser der letzten Windung 10 mm.

Das Gestein des Mühlenbecker Geschiebes entspricht dem Cerithiumkalk (Typus 2). Die genannte Ravn'sche Art entstammt dem Danien.

Cerithium fenestratum Ravn

Ein Abdruck in Cerithiumkalk (Typus 2). Nach Ravn: Korallenkalk von Faxe.

Scalaria cf. **elegans** Ravn

1902. *Scalaria elegans* n. sp., Ravn, Molluskerne, II, S. 218, Taf. I, Fig. 10.

Der Steinkern dürfte zu der genannten Ravn'schen Spezies passen. Die Art der Zunahme der Windungen ist die gleiche und auch die angedeutete Streifung auf dem Steinkern entspricht der Skulptur der von Ravn abgebildeten Schale. Der Steinkern zeigt sieben Windungen, die zusammen genau die Höhe (21 mm) von sieben Windungen des (mit acht Windungen erhaltenen und 28 mm hohen) Ravn'schen Exemplars besitzen. Auch die Breite der letzten Windung des Steinkerns stimmt mit fast 8 mm gut mit den entsprechenden Windungen des Ravn'schen Stückes überein.

Vorkommen nach Ravn: Danien und zwar Korallenkalk von Faxe. Aus der Gesteinsbeschaffenheit des Geschiebes ist diese Herkunft nicht zu ersehen. Das Gestein stimmt vielmehr mit dem des Cerithiumkalkes des im folgenden beschriebenen Exemplars von *Hoploscaphites constrictus* überein. (Typus 2).

Tritonium fenestratum Ravn

Ein Abdruck aus Mühlenbeck in Cerithiumkalk (Typus 2—3). Vorkommen der Art nach Ravn (1902): Danien.

Weitere Gastropoden

Außer den genannten Arten ist noch eine Anzahl von schlecht bestimmbaren Gastropoden vorhanden, die meist in Form von Steinkernen erhalten sind. Soweit ersichtlich gehören diese zu den Gattungen *Turbo, Turritella, Capulus, Cypraea, Pleurotomaria* und *Trochus*. Das Gestein sei nicht genauer festgestellt.

Cephalopoda

Nautiloidea

Genus **Nautilus** Breyn.

Nautilus Bellerophon (M. U. H.), Lundgren

1902. *Nautilus Bellerophon* (M. U. H.) Lndgrn.: Ravn, Molusk., II, S. 240, Taf. IV, Fig. 1—2, cum syn.

Das Gehäuse des einzigen unter unseren Geschieben vorhandenen Exemplars dieser Art stammt aus Schönfließ. Es nähert sich stark der Kugelform. Die Externseite ist völlig abgerundet, nämlich im

Querschnitt beinahe halbkreisförmig. Der Nabel ist sehr klein. Die Nähte der Kammerwände sind in der Nähe des Nabels wenig nach vorn gebogen. Sipho nicht erkennbar. Wohnkammer nicht erhalten.

Der an dem 3,8 cm hohen und 3,5 cm breiten Steinkern haftende Kalk (Typus 3) ist fester als der typische Cerithiumkalk; er entspricht hierin dem ebenfalls unter den Geschieben vorhandenen Korallenkalk (Faxekalk) des unteren Danien, für den die Spezies von RAVN (a. a. O., 1903) angegeben wird. Das Geschiebe enthält indessen keine Korallen.

Subgenus *Hercoglossa* CONRAD

Hercoglossa Ludewigi n. sp.

Taf. 27, Fig. 3—5

Anzahl der Windungen wohl nur gering. Zahl nicht feststellbar. Querschnitt des Umgangs etwa so hoch wie breit. Etwas weniger als $^1/_3$ der Schalenseite bleibt von der folgenden Windung unbedeckt; Nabel also verhältnismäßig weit. Externteil des Umganges abgerundet und zwar stärker als bei *Nautilus patens* KNER (SCHLÜTER, 1876, Taf. I, Fig. 3—4). Seiten etwas weniger stark konvex; am Nabel jedoch starke Krümmung der Schale, aber ohne scharfen Rand; sodann folgt ein fast senkrechter Abfall. Der Querschnitt des Umgangs nähert sich somit der Kreisform, nur ist er auf den Seiten etwas weniger und zum Nabel hin etwas stärker gekrümmt als dies einem vollkommenen Kreis entspricht. Schale mit deutlichen, auf den Seiten S-förmigen, auf dem Externteil nach vorn geschwungenen ziemlich feinen »Rippen« verziert, die somit auf dem Externteil eine verhältnismäßig tiefe, nach hinten offene Bucht bilden. An einigen wenigen Stellen der Schalenseite sind die »Rippen« gegabelt. Gleitet man mit einer Nadel über die Oberfläche der Schale hinweg, und zwar von hinten nach vorn (also in Richtung auf die Wohnkammer), so erkennt man noch deutlicher als schon bei bloßer Betrachtung der Schale, daß jede »Rippe«, ähnlich wie bei *Nautilus loricatus* SCHLÜTER (1876, Taf. II, Fig. 1), die Kante einer Stufe darstellt. Ein senkrechter Medianschnitt durch die Schale ergibt daher die durch Fig. 5 wiedergegebene Linie. Auch mit der Lupe sind diese Verhältnisse gut feststellbar, wenn man senkrecht zur Scheitellinie über die Schalenoberfläche hinwegvisiert. Der nach vorn gekehrte steile Stufenabfall bildet mit der Stufenoberfläche einen Winkel, der nur wenig größer ist als ein rechter; hierdurch entsteht eine scharfe Kante, die noch dadurch verschärft wird, daß die Stufenoberfläche in der Nähe des Stufenrandes ein wenig zu diesem hin ansteigt. Die Stufenoberfläche ist wohl bis etwa sechsmal so breit wie der Stufenabfall; auf ihr erkennt man zum Stufenrand parallel verlaufende zarte Zuwachsstreifen. Kurz vor dem Stufenrand beginnt die Stufenoberfläche wie schon gesagt etwas stärker anzusteigen, so daß sie keine absolute Ebene darstellt. Weiter ist die Stufenoberfläche dicht bedeckt mit zarten einander parallelen Streifen, die etwa senkrecht auf dem Stufenrand stehen und auf dem Externteil der Schale besser ausge-

bildet sind als in der Nähe des Nabels. Wo sich am Rande einer Stufe die äußerste Kalkschicht der Schale losgelöst hat, bemerkt man, daß sich die nächsttiefere Stufe mit der zarten Oberflächenstruktur darunter fortsetzt.

Die Suturlinie ist nicht beobachtbar. Sie scheint jedoch, soweit dies aus einem auf der Externseite des Stückes sichtbar werdenden Teil der Wohnkammer-Scheidewand hervorgeht, nur wenig gebogen zu sein.

Sipho unbekannt.

Die Wohnkammer beansprucht, soweit erhalten, etwa den vierten Teil des letzten Umganges.

Größter Durchmesser	etwa	76 mm
Höhe des letzten Umgangs (von der Naht aus)	»	41 »
Höhe des letzten Umgangs in der Mediane . .	»	33 »
Größte Breite des letzten Umgangs	»	41 »
Größte Weite des Nabels	»	13 »
Tiefe des Nabels	»	7 »

Es hat sich in der Kiesgrube Arkenberge bei Mühlenbeck nur ein Exemplar mit z. T. gut erhaltener Schale gefunden; es befand sich in Cerithiumkalk (Typus 2).

Ich widme diese neue Art dem eifrigen Sammler der meisten der hier angeführten Geschiebe, Herrn Ludewig, der leider nicht aus dem Kriege zurückgekehrt ist.

Ammonoidea

Scaphites Parkinson

Hoploscaphites Nowak

Hoploscaphites constrictus Sow. sp.

Taf. 27, Fig. 6—7

Das vollkommenste der Mühlenbecker Stücke zeigt deutlich die rasche Zunahme der Röhrenhöhe innerhalb des involuten Teils; die Seiten sind hier flach konvex, der Bauch ist schmal und gerundet. Auch im übrigen stimmt das Stück völlig mit der Schlüter'schen[1]) (1871, S. 92) Diagnose und mit dessen Abbildungen überein. Sehr gut ist die Lobenlinie erhalten (Fig. 6); deutlich ist die Zweiteiligkeit der Loben und die Abrundung der Spitzen. Der Siphonallobus ist ebenso tief wie der erste Laterallobus. Den großen ersten Sattel kann man dreiteilig nennen, die folgenden sind zweiteilig. Somit gibt die Lobenlinie die Zugehörigkeit zu der in Rede stehenden Art deutlich zu erkennen. Sie ist zwar (was als Alterserscheinung aufzufassen ist) etwas weniger buchtig als z. B. auf den Abbildungen Schlüter's (Taf. XXVIII, 9—10), ihr Charakter ist aber völlig der gleiche und entspricht Schlüter's Fig. 8. Auch hier ist der Haupteinschnitt des Externsattels nicht so buchtig wie bei Fig. 9—10.

Eine gewisse Asymmetrie des zweiten Seitenlobus (Fig. 6 [siehe

[1]) 1871/72, Schlüter, Cl., Cephalopoden der Oberen Kreide; Palaeontogr. 21 u. 24.

Pfeil] und Fig. 7) könnte dazu veranlassen, ihn als dreiteilig aufzufassen, wie dies v. HAUER bei seinem als *Scaph. multinodosus* beschriebenen (vergl. v. HAUER, Cephal. aus den Gosaugebilden der Alpen. Kais. Akad. 53, S. 7) alpinen Gehäuse getan zu haben scheint (vergl. SCHLÜTER, S. 93).

Scaphites constrictus SOW. sp. wird von RAVN (1902, Taf. III, Fig. 9) für den Cerithiumkalk von Stevns Klint angeführt (1902, S. 51).

In Norddeutschland scheint sich bisher nur ein einziges Geschiebe mit *Scaphites constrictus* SOW., und zwar in Neu-Tornow (Blatt Oderberg) gefunden zu haben. Dieses besteht jedoch nich aus Cerithiumkalk, sondern aus Köpingesandstein. Das Geschiebe befindet sich im Geol. Landesmuseum Berlin und enthält außer einem ziemlich vollständigen Exemplar noch ein kleineres Fragment.

Hinzugekommen sind nunmehr zwei Bruchstücke und ein z. T. beschädigtes Exemplar mit gut erhaltener Lobenlinie. Die Stücke stammen aus Mühlenbeck und befinden sich in Cerithiumkalk (Typus 2).

Scaphites sp.

Ein weniger gut erhaltenes Exemplar von 21 mm Größe mit deutlich scaphitischer Lobenlinie. Umgänge verhältnismäßig stark zunehmend, aber weniger flach gedrückt als bei *Scaphites constrictus* SOW. Fundort: Tongrube Mühlenbeck; Gesteinstypus 2.

Baculites Knorrianus DESM. GEIN.

1876. *Baculites Knorrianus* DESM., GEIN.; SCHLÜTER, Cephalop. II, S. 146, Taf. 39, Fig. 16—20, cum syn.

Ein Bruchstück, dessen Querschnitt entsprechend der Jugend des Exemplars nur ganz wenig eiförmig, also fast elliptisch ist.

Großer Durchmesser des Querschnitts	17 mm
Kleiner Durchmesser des Querschnitts	10 mm.

Lobenlinie ausgezeichnet erhalten.

Nach RAVN (a. a. O.) Cerithiumkalk von Stevns Klint.

Das Mühlenbecker Geschiebe entstammt dem Cerithiumkalk (Typus 2—3).

Baculites sp.

Ein Bruchstück ohne besondere Einzelheiten. Großer Durchmesser des Querschnitts = 5 mm. Kleiner Durchmesser des Querschnitts = 4 mm.

Beschaffenheit des Mühlenbecker Geschiebes: Cerithiumkalk (Typus 2).

Belemnitella mucronata v. SCHLOTH. sp.

Meist gut erhalten, trotzdem nicht mit Gefäßeindrücken, sondern glatt, wie nach Angabe von SCHLÜTER (1876, S. 200) auch viele Lüneburger Exemplare.

Die Mühlenbecker Exemplare befinden sich (soweit noch Gestein an ihnen haftet) teils in Cerithiumkalk (Typus 2—3), teils in Schreibkreide und Schreibkreidefeuerstein.

Zusammenfassung

Unter den hier behandelten Obersenongeschieben befindet sich ein Typus, der in Norddeutschland noch kaum beachtet worden ist; es ist das der Typus der Cerithiumkalkgeschiebe. Nur eine einzige kurze Abhandlung weist bisher auf diesen Geschiebetypus hin. Er ist durch die vorliegende Arbeit sowohl im Hinblick auf den Fossilieninhalt als auch auf Grund der Untersuchung seines Gesteinsmaterials einwandfrei als dem Cerithiumkalk entstammend nachgewiesen, und es ist zu vermuten, daß er bisher zwar schon öfter gefunden aber meist nicht erkannt worden ist.

Der Cerithiumkalk ist am besten von Stevns Klint in Dänemark bekannt.

An neuen Formen haben sich in den Cerithiumkalkgeschieben gefunden:

Cerithium Ludewigi n. sp.
und
Hercoglossa (Nautilus) Ludewigi n. sp.

Bemerkungen über Cerithiumkalk-Geschiebe

Von Herrn **W. Rettschlag** in Bernau bei Berlin

Wenn Herr Robert Potonié in seiner Arbeit »Über die Fauna norddeutscher Obersenongeschiebe, insbesondere des Cerithiumkalks[1])« aus der Gegend von Mühlenbeck, Blatt Schönerlinde (Gr.-A. 45, Nr. 19), Geschiebe von Schreibkreide und schwarzem Feuerstein anführt, so bestätigt er damit nur eine jedem Geschiebesammler wohlbekannte Tatsache, daß nämlich Schreibkreide und die dazugehörigen Feuersteine mit *Belemnitella mucronata*, *Gryphaea vesicularis* usw. in den glazialen Ablagerungen des norddeutschen Flachlandes allgemein verbreitet und meist sehr häufig sind. Bei Mühlenbeck wird allerdings namentlich die *Gryphaea vesicularis* anscheinend besonders oft gefunden. Ich selbst erbeutete dort zwei Exemplare dieser Muschel, das eine in der Kiesgrube der Arkenberge, das andere in einem kleinen Ziegeleiaufschluß bei Mühlenbeck, bei welcher Gelegenheit ein mich begleitender Wandergefährte noch ein Exemplar derselben Art fand.

Ebenfalls weit verbreitet, wenn auch längst nicht so häufig, sind die Geschiebe des Faxekalkes mit *Haplophyllia (Dendrophyllia) faxensis*, sowie die Geschiebe des Saltholmskalkes und des dazugehörigen hellen, grauen oder gelben bis bräunlichen Flints, wie sie Herr Potonié auch für Mühlenbeck angibt.

Daß die Obersenon-Geschiebe bei Mühlenbeck einen ungewöhnlich großen Teil der überhaupt vorhandenen Sedimentärgeschiebe ausmachen, ist nur ein weiteres Beispiel dafür, daß gelegentlich im norddeutschen Glazialdiluvium eine örtliche Anhäufung bestimmter Geschiebe vorliegt, wodurch naturgemäß die Beschaffenheit der betreffenden Diluvialbildungen stark beeinflußt wird.

Die eigentliche Bedeutung der Arbeit des Herrn Potonié liegt darin, daß Cerithiumkalk-Geschiebe mit Sicherheit festgestellt und ausführlich beschrieben werden.

Cerithiumkalke sind zwar unter den Geschieben des norddeutschen Flachlandes schon vordem hin und wieder gefunden, aber gewöhnlich nicht als solche erkannt worden. Die von früher her in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt vorhandenen Cerithiumkalk-Geschiebe, welche Herr Potonié anführt, waren dort teilweise unter »Saltholmskalk,« teilweise unter »Faxekalk« eingeordnet. Als ich vor anderthalb Jahren mit Genehmigung des Herrn Präsidenten der Geologischen Landesanstalt einen Teil der Bestände an Senon- und Daniengeschieben einer Durchsicht unterzog, notierte ich mir die be-

[1]) Dieses Jahrb. f. 1924, S. 610.

treffenden Stücke als fraglich. Ich habe sie nunmehr mit dem von Herrn Potonié bearbeiteten Mühlenbecker Material verglichen und dabei festgestellt, daß es tatsächlich Geschiebe von Cerithiumkalk sind. Herr Potonié konnte diese Feststellung bestätigen. Es handelt sich um folgende Geschiebe:

1. Kalk mit Steinkern einer großen Schnecke, wohl *Pleurotomaria*. Fundort Müncheberg. Das Gestein ist einem Stück Cerithiumkalk mit »*Pleurotomaria* sp.« des Mühlenbecker Materials sehr ähnlich.

2. Kalk mit *Belemnitella mucronata*. Fundort Müncheberg. Das Gestein stimmt mit einem Stück Cerithiumkalk, enthaltend *Belemnitella mucronata*, von Mühlenbeck völlig überein.

3. Kalk mit Steinkern und Teil des Hohlraums einer Schnecke, wohl *Trochus*. Fundort »Umgegend von Berlin.« Eine Schnecke sicher derselben Art (»*Trochus* sp.«) ist in einem Cerithiumkalk-Geschiebe von Mühlenbeck enthalten.

4. Kalk mit *Xenophora* sp. Fundort Heickendorf (Provinz Schleswig-Holstein). Das Geschiebe, das jedenfalls zu den älteren Beständen der Geschiebesammlung gehört (Vermerk: Z. leg. 88), hat früher in der Schausammlung gelegen. Jetzt war es unter »Faxekalk« eingeordnet, zeigt aber von den typischen Korallen des Faxekalkes keine Spur. Sicher Cerithiumkalk.

5. Kalkstein mit etwas glatteren Bruchflächen, enthält Kern und Hohlraum von *Dentalium sp.*, außerdem einen Schwamm. Fundort Ziegelei bei Wedel (Provinz Schleswig-Holstein). Das Geschiebe zeigt in seiner Gesteinsbeschaffenheit eine verblüffende Übereinstimmung mit einem Cerithiumkalk, enthaltend *Dentalium* sp., von Mühlenbeck.

Hieraus ergibt sich, daß Cerithiumkalk-Geschiebe nicht nur in Brandenburg, sondern auch in Schleswig-Holstein gefunden worden sind, also, wie von vornherein anzunehmen, jedenfalls auch in anderen Landesteilen vorkommen. Sie sind eben bisher, abgesehen von der einen Mitteilung, die Ravn 1900 darüber machte, nur nicht als Cerithiumkalk erkannt worden. Diese Angabe von Ravn, auf welche jetzt Herr Potonié aufmerksam macht, hat anscheinend keine große Beachtung gefunden. K. Hucke (»Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes«, Leipzig 1917) erwähnt Geschiebe von Cerithiumkalk überhaupt nicht. Nunmehr dürfen wir also den Cerithiumkalk als eine neue Geschiebeart unter den Sedimentärgeschieben des norddeutschen Flachlandes aufführen.

Der Cerithiumkalk ist insofern wichtig, als er, wie auch Herr Potonié hervorhebt, im Anstehenden Dänemarks nach Ravn die obere Grenze des Mucronaten-Senons bildet. Rechnet man nun mit Ravn und Nielsen das Danien zum Tertiär — worüber freilich die Akten wohl noch nicht so ganz geschlossen sein dürften —, so wird der Cerithiumkalk sogar zur Grenze zwischen Kreide und Tertiär. Die besondere Bedeutung der Arbeit des Herrn Potonié besteht also darin, daß sie diesen wichtigen Grenzhorizont unter den Sedimentärgeschieben Norddeutschlands erneut und zuverlässig nachweist.

Über einen Fund von Elephas antiquus Falc. aus der Neumark

Von Herrn **Paul Gustaf Krause** in Berlin

Hierzu Tafel 28

Vor einer Reihe von Jahren (1912) zeigte mir der inzwischen verstorbene Geh. Rat Remelé in Eberswalde gelegentlich einen in seinem Privatbesitze befindlichen Elefanten-Molaren, den er aus der Neumark erhalten hatte. Es war mir sogleich klar, daß es sich hier nicht um den ja auch in der Mark nicht seltenen *E. primigenius*, sondern um den bisher aus Norddeutschland erst ganz vereinzelt[1]) bekannten *E. antiquus* Falc. handelte.

Ein Vergleich mit dem in der Geologischen Landesanstalt und später mit dem im Museum für Naturkunde in Berlin befindlichen Material an Zähnen dieser Art bestätigte meine Bestimmung ebenso wie eine Vorlage dieses Stückes bei Herrn Geh. Rat Schröder.

Die Erhaltung des Zahnes ist entsprechend der Empfindlichkeit fossiler, wie auch rezenter Elefanten-Molaren, von denen man im Handel auch meist nur unvollkommene Stücke bekommt, wie gewöhnlich, nicht tadellos.

Der Zahn ist ein großer, rechter oberer Molar von der bei diluvialen norddeutschen Funden gewöhnlichen schmutzigbraunen Farbe. Auf

[1]) Der von Dames s. Z. (Sitz.-Ber. Naturf. Freunde 1879) von Rixdorf aufgeführte Zahn ist von H. Schröder (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1895, Bd. 47, S. 218.) als nicht zu *E. antiquus* gehörig zurückgewiesen worden. Während Pohlig und H. Schröder ihn zu *E. trogontherii* zu stellen geneigt sind, hält Dietrich ihn nach einer freundlichen Mitteilung für *E. primigenius*. Einen echten *E. antiquus*-Zahn konnte Schröder dagegen als ersten derartigen Fund aus dem Rixdorfer Interglazial (a. a. O., S. 216) damals bekanntgeben. Er gehört dem Märkischen Provinzial-Museum. Dies Vorkommen wird natürlich auch von W. Soergel (*Elephas trogontherii* usw., Palaeontographica, Bd. 60, 1913, S. 109) ohne weiteres anerkannt.

Es liegt daher gar kein Grund vor, wenn J. Bayer (»Der Beckenton von Rabutz« im Mannus Bd. 13, S. 67), dem dieses Vorkommen von Rixdorf (also im norddeutschen II. Interglazial) nicht in sein System paßt, von einem »angeblichen« *E. antiquus* von Rixdorf spricht oder gar in einer weiteren Arbeit (»die Unhaltbarkeit der bisherigen Eiszeitchronologie Norddeutschlands« im Mannus X Bd. 1918, S. 184) von »den sekundär abgelagerten und nicht einmal sicheren Antiquus-Knochen von Rixdorf« redet.

der Zementoberfläche wie auf dem Dentin ist er schmutzig schwarzgrau bis schwarz durch dendritischen Manganüberzug, z. T. auch ockerfarben durch eingedrungenes Eisenoxydhydrat. Am vorderen und hinteren Ende ist er durch Abbrechen von Lamellen nicht mehr ganz vollständig, aber immerhin sind noch 11 Lamellen zu erkennen, so daß man auf etwa 12-13 schließen kann. Der Zahn würde demnach ein M II sein. Die Zementumhüllung der ganzen Zahnkrone ist ziemlich restlos verloren gegangen, wie auch in den Zwischentälern die Zementfüllung eine Einbuße erlitten hat, so daß zwischen rinnenartigen Vertiefungen die Schmelzplatten stark hervortreten.

Der Zahn war schon ziemlich stark in Abkauung begriffen. Die Entwicklung ziemlich kräftiger, allerdings wohl bei der Einbettung z. T. schon abgebrochener Wurzeln deutet ebenfalls auf einen älteren Zahn. Die bezeichnende starke Kerbung (Faltung) der Querlamellen, ebenso wie die rhombische Form der Schmelzbüchsen ist an dem Stücke sehr schön zu sehen.

Die Länge des Zahnes (Mittellinie) beträgt . . .	19,9—20 cm
die Breite des Zahnes (breiteste Lamelle (5) in der Nähe der Kaufläche gemessen) ist	7,5 »
die größte Breite der Kaufläche mißt	7 »
die Höhe des Zahnes (an der breitesten Lamelle (5) gemessen bis zur Wurzel) ist	12,4 »
die Dicke der Lamelle (5) kurz über der Wurzel zeigt	13 mm

Die Fundumstände sind durch eine ausführliche, dem Stücke beigefügte Niederschrift Remele's aufs beste gewährleistet. Danach ist der Zahn 1902 von dem Arbeiter Robert Käselitz bei Grüneberg, 4 km südöstlich von Zehden in der Neumark in einer Steingrube der Endmoräne gefunden und von ihm durch eine bei Geh. Rat Remelé damals im Dienste stehende Verwandte an diesen übergeben worden.

In der Tiefe der Wurzeln noch vorhandene Reste eines durch eisenschüssiges Bindemittel schwach zusammengehaltenen Sandes weisen darauf hin, daß das Stück offenbar in einem sandigen Teile der oben erwähnten Grube eingebettet gelegen hat.

Übrigens steht ein derartiger Fund innerhalb der Endmoräne nicht ganz vereinzelt da. Remelé[1]) erwähnt gelegentlich, daß auch in dem Geschiebewall (nach damaliger Ausdrucksweise für Endmoräne) Mammutreste vorkommen, sich dort jedoch weit seltener zeigen. Aus den Steingruben bei Joachimsthal seien ihm auch zwei Mammut-Backzähne zu Gesichte gekommen.

Der etwa zu erhebende Einwand, daß es sich vielleicht im vorliegenden Falle um ein aus zerstörtem Interglazial stammendes, vom Wasser oder Eise verschlepptes Stück handeln könnte, wird bei näherer Betrachtung des Molaren, wie mir auch bei einer gelegentlichen Vorlage desselben in der Berliner Paläontologischen Vereinigung zugegeben wurde, hinfällig. Denn der Zahn zeigt keine irgendwie ausgesprochene Abrol-

[1]) A. Remelé, Untersuchungen über die versteinerungsführenden Diluvialgeschiebe, I Stück, 1883, S. XIV.

lung oder Bestoßung. Sonst würden u. a. doch die am meisten etwaigen Stößen ausgesetzten und frei herausragenden Seitenecken der Schmelzbüchsen davon betroffen worden sein.

Die Ungewöhnlichkeit der Fundortslage im Eisrandgebiete würde befremdlich erscheinen können, wenn sie nicht schon Analoga hätte. Ich möchte da nur an den Mammutfund in Dovre am oberen Ende von Gudbrandsdalen mitten im Hochgebirge[1]) erinnern.

Es sind aber auch von Lamansky[2]) verschiedene Beobachtungen mitgeteilt, daß in der Nähe von und auf absterbenden Gletschern trotz des trockenen Steppenklimas, das während des Eisrückzuges herrschte, Wiesen und Wasserstellen sich finden, die Weidetiere anlocken und ihnen u. U. verhängnisvoll werden.

Ein zweiter norddeutscher, auch zweifellos zu *E. antiquus* zu stellender Oberkiefer-Molar sei hier im Zusammenhange auch erwähnt. Er stammt aus einem älteren Besitz des Geh. Medizinalrats Behm in Stettin, der eine umfangreiche, sehr beachtenswerte Sammlung namentlich pommerscher Funde hinterließ, die dann durch Ankauf s. Z. an die Geologische Sammlung der damaligen Kgl. Forstakademie in Eberswalde überging.

Als Fundort für diesen Zahn ist leider nur kurzweg »Stettin« angegeben, sodaß über die Art und Tiefe der Schichten, aus denen er stammt, nichts mehr zu ermitteln ist.

Es ist ebenfalls ein rechter oberer Molar. Er weicht in bezug auf seine Erhaltung von dem vorigen durch seine hellere, weißlichgelbe Färbung der Schmelzbüchsen, die schmutzigbraune des Zementes wie die heller braune des Dentins ab.

Die Zementumhüllung fehlt hier vollständig. Die Wurzelregion ist bis auf flache Stumpfe weggebrochen. Die Kaufläche ist gewölbt, aber noch nicht vollständig angekaut. Die hinteren Querplatten zerfallen noch in einzelne Stifte.

Die bezeichnende starke Kerbung, Faltung der Querlamellen besitzt dies Stück ebenso wie das vorige.

An beiden Enden des Zahnes sind Querjoche weggebrochen, so daß nur 8 noch zu erkennen sind und es unsicher bleibt, ob M I oder M II vorliegt.

Die	größte	Breite	der Kaufläche	beträgt	± 5,5 cm
»	»	Länge	des Zahnes	»	16 »
»	»	Höhe	» »	»	15 »
»	»	Breite	» »	»	7 »

Die drei von Volz[3]) aus Schlesien erwähnten Vorkommen unseres Elefanten von Tschechen, Wittgendorf bei Sprottau und Gnadenfeld (Ober-Schlesien) sind leider von keinen näheren Fundortangaben begleitet, so daß über ihr genaues Alter nichts auszusagen ist. Immerhin kom-

[1]) A. G. Högbom: Fennoskandia (Handb. d. reg. Geologie IV, 3, S. 130).

[2]) W. W. Lamansky: Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit (Zeitschr. f. Gletscherk. 8. 1913/14, S. 180 ff.)

[3]) W. Volz, *Elephas antiquus* Falc. und *Elephas trogontherii* Pohl. in Schlesien (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1897, S. 195 ff.).

men sie für unseren vorliegenden Zweck nicht in Betracht, da die genannten Örtlichkeiten außerhalb des Bereiches der jüngsten Vereisung liegen.

Wichtig in diesem Zusammenhange wird aber ein früher bereits aus der Provinz Posen aus Jungdiluvium erwähnter Fund, der von Chlapowski[1]) s. Z. bekannt gemacht ist. Es handelt sich hier ebenfalls um eine dem Ablagerungsgebiete der letzten Eiszeit angehörige Gegend, die von dem Warthetale in südnördlicherRichtung durchschnitten wird[2]).

In der mittleren der drei in diesem Talzuge vorhandenen Terrassenstufen (ϑasr und ϑaγr) sind umfangreiche Kieseinlagerungen enthalten. Aus den darin beim Oborniker Bahnhofe angelegten Kiesgruben sind zahlreiche Knochenfunde bekannt, von denen Wahnschaffe[2]) bereits (a. a. O., 16 f.)

Elephas primigenius Bl.	*Cervus tarandus* L.
Rhinoceros antiquitatis Bl.	*C. euryceros* Aldr.
Bison priscus Boj.	*Equus caballus* L.

namhaft gemacht hat.

Aus diesen Ablagerungen stammt offenbar auch der von Chlapowski[1]) angeführte und abgebildete Zahn von *E. antiquus*. Auch hier ist also ein Zusammenvorkommen der beiden Elefanten-Arten in Norddeutschland festzustellen.

Da die meisten Knochen der genannten Lagerstätte starke Abrollung zeigen sollen, so müssen sie, wie Wahnschaffe hervorhebt, und wie ja auch ohne weiteres durch die Einlagerung in einer Flußterrasse erklärlich wird, einen längeren Transport durchgemacht haben; dabei läßt sich nicht ohne weiteres entscheiden, ob dies in frischem oder bereits fossilem Zustande erfolgt ist.

Wahnschaffe möchte sie aus zerstörten Interglazial (II)-Schichten, wie sie in der Umgebung von Posen Knochen enthalten, ableiten. Diese stratigraphische Altersfrage ist leider nie weiter eingehend verfolgt worden, so daß immerhin die Möglichkeit offen bleiben muß, daß es sich hier vielleicht doch um eine spätglaziale, wenn auch nicht an ihrem Sterbeplatze eingebettete Tiergemeinschaft handeln könnte.

Dabei scheint mir auch der Umstand, daß nach Wahnschaffe auch von Menschenhand bearbeitete Knochen in den Kiesgruben bei Obornik vorkommen (a. a. O., S. 17), als wichtig Beachtung zu verdienen.

Es scheinen übrigens ganz analoge Fundumstände zu sein, wie in der Provinz Westpreußen im Weichselgebiete, wo auch in den Kiesen der Talstufen, z. B. bei Winterfeld südlich Schönau (Blatt Culm) und bei Gruppe (Blatt Sartowitz) sich Knochen der großen diluvialen Säuger gefunden haben.[3]) Diese Häufung derartiger Funde macht es mir noch weniger wahrscheinlich, daß es sich bei diesen Terrassen um aufgearbeitete Interglaziale handelt. Ich glaube vielmehr, daß hier jungglaziale Funde vorliegen.

---

[1]) Jahrb. d. Ges. d. Freunde d. Wissensch. v. Posen (polnisch), Jahrg. 1903, Posen 1904.
[2]) F. Wahnschaffe, Erläuter. zu Bl. Obornik, Berlin 1900.
[3]) Jentzsch Erläuter. z. Bl. Warlubien, S. 25, Berlin 1911, Lief. 125.

Auch Rudolf Hermann[1]) spricht sich übrigens, wie ich nachträglich bemerke, inbezug auf die Säugetierfauna von Gruppe für eine primäre, nicht Mischfauna aus. Ihre Erhaltung sei so, daß trotz Spuren von Abrollung doch an einigen alle Einzelheiten der Struktur und Ausbildung in einer Vollständigkeit erhalten seien, die nicht gerade für einen längeren Transport durch Wasser oder Eis spräche. Er tritt also auch für das jungglaziale Alter derselben ein.

Daß der *E. antiquus* schon im älteren Interglazial, wo diese riesige Form herrschend ist, zusammen mit *E. primigenius* lebte, dafür haben wir verschiedene derartige Fundorte im westlichen Mitteleuropa als Beweis.

In Holland findet sich ein solcher, wie Rutten[2]) nachgewiesen hat, im Herikerberge bei Neede.

Bei Mosbach ist dies Zusammenvorkommen nach den Untersuchungen von H. Schröder[3]) ebenfalls erwiesen; daß das Vorkommen des *E. antiquus* sich aber nicht bloß auf die sog. *Antiquus*-Stufe beschränkt, das lehren u. a. die Funde aus den Thüringer Travertinen (Taubach), die jetzt doch wohl allgemein als jüngeres Interglazial anerkannt sind.

Ebenso enthalten die Schotter von Steinheim a. d. Murr, die auch Soergel mit der Rixdorfer Stufe gleichstellt, beide Formen nebeneinander (a. a. O, S. 106).

Endlich erhärtet dies auch das Vorkommen in dem ja erheblich weiter nördlich gelegenen Rixdorfer Interglazial.

Der neue Fund aus der Neumark, in der sog. baltischen Endmoräne, also in einer dem zurückgehenden Inlandeise angehörenden Bildung, zeigt endlich, daß *E. antiquus* noch am Ende der Eiszeit auch hier im nördlichen Deutschland und nicht bloß noch in Italien und Frankreich (Soergel a. a. O., S. 109) gelebt hat. Er muß sich doch wohl noch in einzelnen kleinen Herden oder Trupps erhalten haben, die vielleicht im Gefolge der herrschenden *primigenius*-Herden auftraten.

Nach diesem norddeutschen Vorkommen muß aber wohl, wenn man mit Soergel[4]) annehmen will, daß *E. antiquus* ein diluvialer Wald-Elefant gewesen sei, diese Voraussetzung auf die Zeit des älteren Diluviums beschränkt werden, in der er seine aus dem Pliocän überkommene entsprechende Lebensweise noch beibehalten hatte. Sein Auftreten im mittel- und westeuropäischen Diluvium ließe sich damit in Einklang bringen. Sein Vorkommen im jungdiluvialen Eisrandgebiete kann aber unmöglich auf ein Waldtier gedeutet werden, da hier doch nur die Tundren-Vegetation für die Äsung in Frage kommen könnte.

Die große Wanderbeweglichkeit, wie sie die heute lebenden Elefantenformen auszeichnet und die bekanntlich auch unserem Schwarzwild eignet, kann wohl ohne weiteres auch für die diluvialen Formen in Anspruch

---

[1]) R. Hermann: Ueber *Rhinoceros Merckii* Jäger im Diluvium Westpreußens usw. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63, 1911. M. Ber. Nr. 1, S. 29).

[2]) Rutten, Die diluvialen Säugetiere der Niederlande, I. D. Utrecht 1909, S. 19.

[3]) H. Schröder, Die Wirbeltierfauna des Mosbacher Sandes (Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. N. F., Heft 18, 1903, S. 3

[4]) Soergel, *Elephas trogontherii* Pohl. und *Elephas antiquus* Falc. (Palaeontographica Bd. 60, 1913).

genommen werden. Aber sie würde die Tiere, wenn sie wirklich noch Waldbewohner gewesen wären, kaum veranlaßt haben, ihre Äsung in Mitteldeutschland aufzugeben und dafür die mageren, anspruchslosen, baumlosen Weidegründe im Eisrandgebiete einzutauschen.

Es ist wohl überflüssig zu betonen, daß wahrscheinlich diese Funde nicht vereinzelt bleiben werden, sondern daß unter den zahlreichen, in vielen, meist gar nicht rein geologischen, staatlichen, städtischen und Privatsammlungen zerstreuten »Mammut«-Zahnfunden der eine oder der andere sich noch gelegentlich als zu *E. antiquus* gehörig erweisen wird. Diese verschiedenen Vorkommen des *E. antiquus* im jüngeren Interglazial und Jung-Glazial mahnen zur Vorsicht bei Altersbestimmungen. Man darf daher nicht mehr ohne weiteres aus dem Zusammenvorkommen eines anderen Wirbeltierrestes, wie z. B. des *Machaerodus moravicus*[1]), mit *E. antiquus* auf ein hohes diluviales Alter schließen.

Tafel 28

Fig. 1. Kaufläche eines rechten oberen Molaren (M II) von *Elephas antiquus* Falc. ungefähr in halber natürlicher Größe. Von Grüneberg in der Neumark S. 627

Fig. 2. Derselbe Zahn in Seitenansicht . . . . . S. 628

Das Urstück befindet sich in der Geologischen Sammlung der Forstlichen Hochschule zu Eberswalde.

[1]) Woldrich, *Machairodus* im Höhlendiluvium von Mähren (Centralbl. f. Miner. 1917, S. 137).

Die Quartärtektonik Ostpreußens

Von Herrn **E. Kraus** in Königsberg i. Pr.

Mit 4 Figuren

Inhalt

Seite

Vorwort 634
Einleitung 635
I. Bisherige Ansichten 636
II. Regionale Betrachtung 639
A. Das Problem der Seen 639
1. Seeterrassen des Baltischen Höhenrückens 639
Gegend von Ortelsburg S. 641, Mauerseegebiet S. 642, Kruglinner Seegebiet S. 642, Blatt Orlowen S 643, Haaznen-Rinne S. 643, Skallischer Becken S. 644, Umkreis des südmasurischen Tals S. 644.
Die Frage der Abdämmung 644
Die Eisstauhypothese. Gegengründe 644
Die Toteishypothese. Gegengründe 647
Die Eislochhypothese 649
Die Möglichkeit von Bodenbewegungen 650
Verbogene Groß-Terrassen oder verstellte Einzelbecken? Beispiele 651
2. Terrassen am Nordrand des Baltischen Höhenrückens, das große Tonstaubecken und die Terrassen des Samlandes 654
3. Übersicht und Folgerungen 658
Die Flußterrassen S. 659, Die Bewegungsrucks S. 660.
B. Die positiven Reliefformen und die Mittel ihrer Errichtung 662
1. Die Kuppel der Elbinger Höhen 662
2. Die Wölbungen anderer »isolierter Erhebungen« 664
3. Der Samlandblock 665
4. Der Baltische Höhenrücken 673
Schlüsse aus den Mächtigkeiten und aus der Höhenlage tieferer Schichtglieder S. 673, Schlüsse aus der Fließrichtung des Eises S. 679, Rinnenskulptur, Schollengliederung und Lage der Baltischen Höhenplatte S. 683, Die Höhenlage des Decktons S. 686, Interstadial und Postglazial S. 687, Schwache jugendliche Epirogenese S. 690, Überblick S. 692.
C. Die Bildung der großen Senken 693
1. Überblick 693
2. Die ostpreußische Senkungszone 694
3. Die Weichselsenke 694
4. Die Pregelsenkung 701
5. Die jungen Senkungen im Kurischen Senkungsfeld 704
Kurisches Haff S. 706, Kurische Nehrung S. 706.
III. Zeitliche Eingliederung der Bewegungen 711
A. Übersicht 711
B. Die tektonischen Störungen während der Vereisungsperioden 713
Die Baltische Dislokationsphase S. 713.
C. Die »epirogenetischen« Bewegungsrucks nach Rückgang der Vereisung . 718
Abschluß. Kurze Zusammenfassung der Ergebnisse 722

Vorwort

An die ostpreußischen Quartärprobleme bin ich mit ganz anderen Arbeitshypothesen herangetreten, als jene Leitgedanken es sind, die mir nun nach eingehenden Versuchen den Tatsachen-Komplex in glücklicher Weise zusammenzufassen scheinen. Ein recht rascher und scharf einschneidender Klimawechsel darf nach eigenen bodenkundlich-geologischen Arbeiten im nördlichen Randbereich des alpinen Diluvialeises als ein wichtiges, wenn nicht teilweise ausschlaggebendes Prinzip für die quartäre Paläogeographie angesprochen werden. Hier dagegen, am Rand des nordischen Inlandeises, sind nicht nur die Böden noch zu wenig klimatotypisch erfaßbar, als daß die gleiche Methode Ergebnisse gleicher Art zeitigen könnte; auch die Klimageschichte selbst erscheint an der viel größeren Eiskalotte wesentlich ruhiger. Dadurch kommt hier sehr viel schärfer jener andere Wechsel zum Vorschein, welcher die quartäre Zeit neben dem klimatischen beherrscht: der Wechsel des Niveaus.

Klima- und Bodenschwankungen sind die beiden ineinander verflochtenen Grundprobleme des Quartärs, und wer sich über den jüngsten Abschnitt unserer Erdgeschichte klar zu werden versucht, der muß bei der sehr verwickelten Analyse Reaktionen gerade auf diese Zustandsänderungen anstreben.

An Hand einer möglichst sorgsamen, die rezenten, allgemeingeologischen Erscheinungen nach Möglichkeit berücksichtigenden Erörterung des einschlägigen Materials an paläogeographisch-stratigraphischen Tatsachen komme ich zu einer vom Bisherigen abweichenden Auffassung, welche die Dinge aus einer recht beträchtlichen, bunten und fast andauernden Bodenbeweglichkeit heraus erklärt[1]). Der Zentralvorstellung von bald stärkerer, bald schwächerer quartärtektonischer Beweglichkeit schließen sich alle Beobachtungen zwanglos an, und eine Klärung der bis jetzt vorliegenden, oft noch gar nicht klar ausgesprochenen Unverständlichkeiten ergibt sich dabei von selbst. So wird es nötig sein, bei künftiger Kleinarbeit diesem Gedanken den ihm zukommenden Platz in der Theorie einzuräumen.

Weil naturgemäß die Abweichungen von den herrschenden Ansichten näher zu begründen waren, mußte ihre Behandlung viel mehr Raum einnehmen, als ihrer Bedeutung zukommt gegenüber jener ausgezeichneten Grundlage unserer Kenntnis, für welche wir so zahlreichen Forschern dankbar zu sein haben. Vieles wurde vorerst nur skizziert und manche Kombinationsmöglichkeit kaum angedeutet, für die es noch nicht Zeit scheint. Viel Geländearbeit muß erst geleistet werden, namentlich muß zuvor eine exakte Nachmessung der Seeterrassen erfolgen, ehe wir zu einem gründlich durchgearbeiteten Bild des großen quartären Bewegungssystems und seiner morphologischen Auswirkung gelangen. In vieler Hinsicht kann daher die Aufgabe vor-

[1]) Vorläufiges ist bereits im »Geologischen Führer durch Ostpreußen« I, bei Gebr. Bornträger, Berlin 1924 (vergl. S. 80, Anm. 2) niedergelegt.

liegender Untersuchung nur die einer Anregung sein, nicht die einer Feststellung bestimmt formulierter Gesetzmäßigkeiten.

Geol. Institut der Univ. Königberg i. Pr., im Juli 1924.

E. Kraus.

Einleitung

Diluvialtektonik hat man bisher für Ostpreußen nicht recht anerkennen wollen. So gibt Tornquist[1]) zwar die Möglichkeit kleinerer Verschiebungen, von Verwerfungen oder Faltungen für die Gesamtvergangenheit der Provinz zu, sagt aber: »alles, was in dieser Hinsicht bisher beschrieben worden ist, reicht selbst zur Annahme solcher kleiner Verschiebungen noch nicht vollkommen aus«. Er betont mit Recht erneut den zuerst von A. Jentzsch 1888 erkannten Gegensatz zwischen der tektonisch so aktiven saxonischen Scholle im Westen der Weichsel und der russischen Platte im Osten mit ihrer tektonischen Ruhe. Doch gilt das allein bezüglich der orogenetischen Bewegungen und auch da nur bedingt. Denn sowohl schwache Faltungen als auch Bruchbildungen, welche nach Stille zur Orogenese rechnen, werden wir für Ostpreußen aufzuzeigen haben und zwar gerade für die tektonisch im allgemeinen als ruhiger angesehene Quartärzeit, mag auch, wie Fr. Errulat[2]) neuerdings feststellte, in der überaus kurzen Zeitspanne seismischer Beobachtung von Ostpreußen selbst kein Erdbeben ausgegangen sein.

Außerdem aber erscheinen bei genauerem Zusehen die Bodenbewegungen epirogenetischer Natur, also Hebungen und Senkungen in größeren und großen Bereichen der Erdrinde, in derartigem Umfange, daß ich keinen Teil der Erdoberfläche in dieser Hinsicht gerade auch für das Quartär für beweglicher halten möchte[3]). Es sind diese Bewegungen ja an sich schon um so naheliegender, als man doch den wechselvoll gewellten Untergrund der Ostsee mit Recht seit langem durch junge Bodenbewegungen erklärt, und als sich das kristalline Grundgerüst des Baltisch-russischen Schildes dort, wo es zu Tage tritt, in zunehmendem Maße als von Bruch- und Kluftsystemen zerstückelt erweist[4]).

Sollten denn aber junge Bodenbewegungen auf solchem Untergrund nur dort vor sich gegangen sein, wo man an dem durch Strand-

---

[1]) A. Tornquist, »Geologie von Ostpreußen«, bei Gebr. Borntträger, 1910, S. 223.

[2]) Fr. Errulat, »Bemerkungen zu Berichten über in Ostpreußen gefühlte Bodenbewegungen seismischen Ursprungs«. Geolog. Archiv I (1923), S. 106. Auch v. Bubnoff hat neuerdings in seiner Zusammenfassung der Ergebnisse über Osteuropa (Geol. Rundschau 15, 147 f.), S. 153 Ostpreußen noch nicht zum »ungestörten« Osteuropa gestellt.

[3]) Es sei denn, daß man den Bewegungen, welche sehr lange Zeit in einem bestimmten (hebenden oder senkenden) Sinne verlaufen, den Vorrang vor solchen zuerkennen wollte, die das Relief um eine mittlere Höhe herum bewegen.

[4]) Wenn C. Gagel für Norddeutschland gleichzeitig mit Tornquist wegen der Zugehörigkeit zum saxonischen Faltungsfeld ein anderes Verhalten erwarten möchte als für den skandinavischen Norden, so kann das natürlich für das noch auf dem Baltischen Schild gelegene West- und Ostpreußen nicht gelten.

marken und Strandsedimente leicht verfolgbaren NN.-Pegel des Quartärmeeres derartige Verschiebungen erkannt hat? Wir dürfen keineswegs deshalb, weil die Strandlinien des nordischen Anzylus-Sees und des Litorina-Meeres heute gegen Deutschland hin auf NN. herabsinken und daher nicht näher verfolgbar sind, annehmen, daß folglich im Süden keine Bodenbewegungen mehr stattgefunden haben. Teile des Südrandes dieser Becken liegen zurzeit in Norddeutschland beträchtlich unter NN. versenkt; außerdem haben wir an den südlichen Einzelseebecken und an den quartären Sedimenten bestimmte Anzeichen für Krustenbewegungen, wenn auch keine so großzügigen und sogleich ins Auge fallenden, wie die marinen Strandlinien des Nordens.

Freilich, das Inlandeis schaffte scheinbar gesetzlos einen unregelmäßigen Abtrag und einen Auftrag ohne Schichtung in, wie man zunächst meinen möchte, beliebigen Höhenlagen[1]). Das war das sehr variable x, auf dessen Kosten bisher in den meisten mit »Beobachtungs«-Prämissen aufgestellten Gleichungen rationelle Werte errechnet werden konnten, ohne daß man eine weitere Unbekannte y einführen mußte, durch welche sich die Bodenbewegungen ausdrücken. Man war zufrieden, wenn sich die Beobachtungen so auflösen ließen, wenngleich es immer einige Forscher gab, die mehr oder weniger auch jenes y berücksichtigen wollten, um den Fähigkeiten des Inlandeises nicht allzuviel zumuten zu müssen. Daß dies aber i. a. geschah, das soll im folgenden durch Erörterung des Problems der ostpreußischen Seeterrassen-Treppen, der großen Wölbungen (Baltischer Höhenrücken, Elbinger Höhen, Samlandblock) und der großen Senken, die mit den großen Haffen und den Deltas ihren Anfang nehmen, gezeigt werden. Ein Versuch, die sich dabei ergebenden Bodenbewegungen zeitlich einzuordnen, ihrem Grundtypus nach auseinander zu halten und sie zu deuten, wird sich anzuschließen haben, denn dann wird Zeit sein, aus dem erkennbaren Ergebnis jenes gewaltigen, durch die nordische Eislast im Diluvium gegebenen Naturexperiments auch auf den Charakter der Bewegungen zu schließen. An anderem Ort werde ich darzulegen versuchen, daß es keineswegs das Eis war, welches zuerst die Senkungen, dann die Hebungen bewirkte; vielmehr war die lastende Eismasse nur Ausgleicherin für Impulse endogener Art und unregelmäßiger Formungstendenz.

I. Bisherige Ansichten

Die ersten gründlichen Untersuchungen von G. Berendt[2]) haben für die jüngere Quartärzeit zur Annahme von zwei Hebungen und zwei Senkungen im Bereich des Kurischen Haffs geführt. Diese Vor-

[1]) Vergl. W. Deecke, »Ein Grundgesetz der Gebirgsbildung«. N. Jahrb. f. Min., 1910, I, S. 133; Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1910, S. 159.

[2]) »Geologie des Kurischen Haffs und seiner Umgebung«. Königsberg, bei W. Koch, 1869. »Geognostische Blicke in Altpreußens Urzeit.« Vortragssammlung, herausgeg. von Virchow und von Holtzendorff, VI. Serie, Heft 142; Berlin, bei Lüderitz, 1872.

stellungen blieben lange Zeit ohne wesentlichen Widerspruch. Auch A. Jentzsch hat vielfach Störungen angenommen. C. A. Weber[1]) machte sie noch 1902 zur Grundlage seiner Untersuchungen im Memeldelta, desgleichen Johnsen 1908.

Erst in neuerer Zeit ist man zu einer Ablehnung gelangt. Gewiß: den Hauptbeweisen, auf welche Berendt, l. c. S. 53, seine Hypothese von der zweimaligen Hebung und Senkung stützte, ist eines Teils durch die Lehre vom großen diluvialen Inlandeis der Boden entzogen; denn heute dürfen wir den »Diluvialmergel« (Grundmoräne) der Älteren nicht mehr als Meeresbildung behandeln; und anderenteils erkennen wir den Dünensand als solchen, verwechseln ihn an den beweisenden Stellen nicht mit Ostseesand. Aber nun darf uns diese Vervollkommnung des Wissens doch nicht verleiten, Vorstellungen, die zum größten Teil falsch gestützt waren, auch dann noch abzulehnen, wenn sie teilweise mit anders gearteten Tatsachen neu belegt werden können, und solche zu übersehen. Diesen Fehler hat m. E. namentlich Tornquist[2]) gemacht, obwohl er, wie auch Sonntag[3]), für eine jüngste Senkung eintritt[4]) und die Möglichkeit solcher Bewegungen l. c. S. 42 für Ostpreußen verhüllt zugibt. Wenn er daher gleichwohl versucht, aus der Höhenlage der Unterkante des Diluviums Schlüsse zu ziehen, als wäre sie nie wesentlich geändert worden, so baut er auf schwankendem Grund. Auch fast alle geologischen Erscheinungen der von der Geologischen Landesanstalt in der Provinz aufgenommenen Kartenblätter wurden bisher ohne nähere Beziehung auf evtl. Tektonik bewertet. Als eine Ausnahme ist F. Kaunhowen[5]) zu nennen, der die Aufwölbung von Groß-Blaustein-Rosengarten im Westen des Mauersees mit einer schwachen Faltenbildung zu erklären suchte. Er stellte außerdem 1913[6]) eine weitzügige Faltung des subdiluvialen Untergrundes und beträchtliche Zerstückelung desselben fest, ergänzte damit die schon Zaddach, Berendt und Jentzsch bekannten Erscheinungen. 1922 stellte er den Miocänhorst bei Orlau fest[7]), doch glaubt er wohl mehr an vordiluviale Störungen[8]) O. Jaekel[9]) hält die im Diluvium schwimmenden großen Kreideschollen und die Samlandsattelungen bereits 1910 für diluvialtektonisch bedingt.

Dagegen hat man sich gescheut, bei den Deutungsversuchen der im Folgenden eingehend zu besprechenden Seeterrassenstufen der

[1]) »Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal im Memeldelta«. Bei P. Parey. Berlin 1902.

[2]) l. c. und »Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaziallandschaft.« N. Jahrb. f. Min. usw, 1910, I, S. 37.

[3]) »Geologie von Westpreußen.« Bornträger, Berlin 1919, S. 241.

[4]) »Geologie von Ostpreußen«. 1910, S. 197.

[5]) Dies. Jahrb. f. 1898, S. CCLXXXVI.

[6]) »Der Bernstein in Ostpreußen«. Ebenda f. 1913, II, S. 48 f.

[7]) Arbeitsbericht der Preuß. Geol. Landesanst. f. 1922.

[8]) Schon vorher hatte W. Deecke für Pommern auf diluviale Tektonik gewiesen; vergl. auch W. Deecke, »Zur Morphologie und Tektonik Pommerns«. Zeitschr d. D. Geol. Ges., 1910, Mon.-Ber. S. 157—161.

[9]) »Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland«. Mon.-Ber. d. D. Geol. Ges., 1910, S. 613.

Krustenbewegung einige Bedeutung beizulegen, man teilte vielmehr dem Inlandeis die Rolle zu, das Wasser, welches randlich die heute so hoch gelegenen Seeterrassen geschaffen, abzudämmen[1]), sei es auch fast ringsherum.

1910 gab C. Gagel[2]) eine kritische Erörterung der auf die postglazialen Bewegungen in Norddeutschland bezüglichen Erscheinungen und sagte, es handle sich keinesfalls um eine große, einheitliche Anzylushebung und Litorinasenkung, sondern wo Bewegungen bewiesen seien, wären nur solche kleineren Ausmaßes und von örtlichem Charakter gesichert. Wir werden durchaus diese örtlichen Verschiedenheiten anerkennen, sie betreffen jedoch nicht so sehr den Bewegungssinn als den genauen Zeitpunkt und das Ausmaß der Bewegungen. Das Bewegungssystem im großen bleibt zeitlich und räumlich gleichwohl eine Einheit.

Bezog sich Gagel's Erörterung wesentlich auf das südwest-baltische Randgebiet, so gruppierten sich andere Arbeiten über mögliche Bodenbewegungen um die unterste Weichselsenke. Die namentlich von Jentzsch und Keilhack im Zug des Leba-Leda-Urstromtals erkannte Hebung wurde von Wunderlich[3]) 1914 in Frage gezogen, von Sonntag[4]) auf Grund von Terrassenresten verneint. Die Weichselniederung selbst, welche Jentzsch und Keilhack für eine tektonische Senke halten, wird von Sonntag[5]) — abgesehen von der letzten Senkung in der Litorinazeit — lediglich als alte Erosionssenke aufgefaßt, und ähnlich hat auch Tornquist[6]) den ostpreußischen Untergrund mit seinen aufragenden »Sockeln« als seit dem Tertiär wesentlich unverrückt angenommen. O. v. Linstow[7]) erkennt, was ja bei seiner Diskussion von durch marine Sedimente scharf fixierten Vorgängen fast selbstverständlich erscheint, zwar die ungeheure Beweglichkeit der Erdrinde, glaubt aber gleichwohl unserem Quartär nur eine sehr einförmige Bewegungsgeschichte zubilligen zu können. Immerhin gibt er auch für die russische Platte eine mögliche Beweglichkeit zu und sagt sogar S. 151 allgemein: »die russische Platte ist alles andere als ein tektonisch ruhiges Gebilde«[8]). Schließlich sind hier die für des Polnischen Unkundige schwer zugänglichen Arbeiten

[1]) F. Kaunhowen und P. G. Krause, Dies. Jahrb. f. 1903.

[2]) Dies. Jahrb. f. 1910, I, S. 203/226.

[3]) Zentralbl. f. Min. usw., 1914, S. 464/468.

[4]) Ebenda, 1915, S. 398. Es erscheint mir fraglich, ob die hier besprochenen Terrassenreste wirklich in dem beschriebenen Sinne zusammengehören, denn spätere Bodenbewegungen können sie leicht verstellt haben. Außerdem bleibt durch Sonntag ungeklärt, weshalb das Rhedatal an seiner Sohle breit ist, wenn es nur einen ganz jungen Einschnitt darstellen soll.

[5]) »Geologie von Westpreußen«, S. 207.

[6]) »Geologie von Ostpreußen«, 1910.

[7]) »Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland«. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 87 (Berlin 1922), S. 117, 142 ff. Auf diese wichtige Untersuchung, die in zahlreichen Grundideen mit den vom Verfasser seit geraumer Zeit vertretenen übereinstimmt, wird in anderem Zusammenhang näher einzutreten sein.

[8]) O. v. Linstow, »Die Mineralquellen von Westrußland und von Galizien«. Denkschrift, Kowno 1918. Hier werden für das ehemalige Westrußland nordsüdliche und westöstliche Verwerfungen von wahrscheinlich diluvialem Alter erwähnt.

von Sawicki [1]), Romer [2]) und Fleszar [3]) zu nennen, die bereits seit zahlreichen Jahren die Morphologie des norddeutschen Tieflandes — in rohen Zügen zwar — auf epirogenetische Krustenbewegungen bezogen haben. Demgegenüber wirkt die Arbeit von Lewinski-Samsonowicz, die auch wirklich »polnische« Gebiete berücksichtigen, wiederum wie ein Rückschlag in die Vorstellung von fast rein exogener Wirksamkeit. W. Soergel's wertvolle Arbeiten [4]), die den Bodenbewegungen speziell für Mitteldeutschland ihr Recht einräumen — mögen auch die theoretischen Ableitungen weniger bestandfähig sein —, beschäftigen sich kaum mit Ostpreußen.

Man sieht, daß an den Ergebnissen der ersten Forschungen, die zur Annahme sehr reichlicher Bodenbewegungen geführt hatten, später weitgehend Kritik geübt wurde, die bezüglich der Quartärtektonik zumeist negativ ausfiel und die schematische Ansicht zeitigte, Ostpreußen sei, auf dem Baltischen Schild gelegen, vom Palaeozoicum bis in die Jetztzeit hinein von irgendwie beträchtlichen Störungen verschont geblieben, es fehle ihm namentlich auf längste Zeitspannen, wenn nicht überhaupt, jene Fortdauer unregelmäßiger, weit gespannter Hebungen, jener Pulsschlag der Erde, und auch jene in anderen Gebieten schon jetzt klar zutage tretenden Zuckungen ruckartiger Bewegung.

Bei einer regionalen Betrachtung soll uns gleich das erste Problem, jenes der Seeterrassentreppe, eines besseren belehren.

II. Regionale Betrachtung

A. Das Problem der Seen

Die Terrassen, Brandungsleisten und Ablagerungen postglazialer Seen lassen sich in Ostpreußen in mehreren Stufen bis zu derartiger Höhe die Gehänge aufwärts verfolgen, daß man für die Seen, welche die höheren Terrassen schufen, heute vergeblich nach den zugehörigen Uferumrahmungen Ausschau hält.

Wo ist der Damm für die großen Wassermassen hingekommen?

Wir wollen uns dieses Problem zunächst für den Baltischen Höhenrücken überlegen.

1. Terrassen des Baltischen Höhenrückens

Die wichtigsten Beobachtungstatsachen, soweit sie durch die Spezialkartierung bisher zutage gefördert sind, und zahlenmäßig niedergelegt werden können, sind in der folgenden Tabelle vereinigt. Die verschiedenen Fuß-(ddc- und dc-) -Zahlen wurden auf Meter umgerechnet [5]), die einzelnen Terrassen annähernd entsprechend ihrer

[1]) Sawicki, L., Niemen jako klucz do zrozumienia genezy niżu północnego i jego sieci hydrograficznej' Sprawozd. posiedz. Tow. Nauk., Warschau 1909.

[2]) Romer, E., O potrzebie pracowni geograficznej na naszych uniwersytetach' Kosmos 1911. — Dgl., Rzeźba ziem polskich' Encyklopedya Polska, Krakau 1912.

[3]) Fleszar, A., »Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes.« Anzeiger Akad. Wiss. Krakau, Nr. 3A, März 1913, S. 117—130.

[4]) W. Soergel, Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen. H. 5 (1923) der Fortschr. d. Geol. u. Pal. bei Gebr. Bornträger. Vergl. auch Nachtrag.

[5]) 1 m = 3,186 ddc-Fuß = 2,655 dc-Fuß; 1 dc-Fuß = 1,2 ddc-Fuß = 0,3766 m.

Übersicht der Seeterrassenhöhen des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen

In Metern auf NN. bezogen

Gegend von Ortelsburg	Mauersee	Blatt Kruglanken	Blatt Orlowen	Haaznenrinne	Skallischer Becken: Blatt Benkheim	Skallischer Becken: Blatt Buddern	Tonstaubecken-Rand in der Marschallsheide	Blatt Pörschken, Bladiau
6< 191,5–182 185–177,5, 181 St[x] 178 St								
8< 177,5–168,5			9< 177,5					
10< **168,5-158,5**[y], St 162,5	14< 168		9,5< 168,5		162,5			
12< 158,5–144,5, St 155,5	4< 154		8< **159**	9< 159–152,5	26			
St 152,5	14,5< 150	9,5< **145**	8< **149,5-152,5**	7,5< **150–143**				
11< 144,5–135	7,5< **135,5**[z]	7,5< 135,5[z] } nur im N	8< 143	**143–135,5**	8,5< 135,5	135,5		
	6,7< **128**[z']	128 }		(137,5 heut. Spiegel)	128–126	128–126		
	121,3 (120,2 heut. Spiegel)				15,5			
					2-10< **116,5–106,5**	116,5–105		
					106,5–104	106,5–105		
							>19< 102,5–64,5 unter 65	
								12,5< 27,5–25 15–12

[x]) St = kleinere Zwischenstufe. [y]) = Theerwischer Hauptterrasse. [z]) = Mauersee-Hauptterrasse. [z']) = Tiefere Mauersee-Hauptterrasse.

Die Sprunghöhen zwischen den einzelnen Terrassenstufen (Mittel) sind beigefügt.

relativen Höhe von heute angeordnet, sowie auf das jetzige Normalnull bezogen (vor und um 1870 galt der Pegel von Neufahrwasser, der 3,513 m höher liegt als NN. von heute).

Gegend von Ortelsburg

Die obersten[1]) Seespuren liegen in einigen Leisten und Absätzen auf Blatt Theerwisch vor, am Olymp bei Kobulten, in der Nähe von Almoyen und Choszewen (Bl. Sorquitten). Wenn Klautzsch[2]) meint, daß die höheren Terrassenmarken, die er aber als solche durchaus anerkennt, zu vereinzelt seien, um daraus besondere, hochreichende Staubecken zu konstruieren, so halte ich diesen Schluß nicht für berechtigt. Die obersten Terrassenreste werden immer am schlechtesten erhalten sein, der nachträglichen Zerstörung mehr unterlegen haben als tiefere. Sie müssen aber, wenn sie, wie hier, überhaupt einwandfrei als solche zu gelten haben, auch dann als voll behandelt werden, wenn die Becken-Konstruktion (aus der unberechtigten Annahme der Reliefkonstanz heraus) noch schwieriger erscheint als die für tiefere Terrassen.

Ist das Relief seit dem Eisrückgang wirklich gleichgeblieben, so verlangen diese obersten Terrassen einen See[3]), der 400 km weit nach Süden bis an das polnische und Lubliner Mittelgebirge, ja noch weiter bis an den Rand der Karpathen bei Krakau und Jaroslau, der ebenso weit nach Schlesien bis an die Sudeten reichte! Im Osten ging er tief nach Rußland herein, nach Westen zog er sich durch ganz Norddeutschland bis zur Nordsee! Im Norden bildet der heutige Baltische Höhenrücken auch kein zusammenhängendes Ufer, sondern nur zahlreiche Inseln.

Der nächst tiefere Ortelsburger Seenstand muß noch über bedeutende Teile des diluvialen Hochlandes gereicht haben und wird durch etwas ausgedehntere Leisten und Absätze, sowie durch zwei Zwischenstaffeln auf 181 und 178 m NN. charakterisiert.

Sehr wichtig ist dann der Binnensee der dritten Stufe, dessen weite Verbreitung auf Blatt Theerwisch nachgewiesen werden konnte. Ober- und Unterkante sind recht scharf bestimmbar.

Noch wichtiger ist hier der Stand zwischen 168,5 und 158,5 m NN., der die sandige Hauptterrasse von Blatt Theerwisch bildet und nach Kaunhowen wohl die bedeutendste Terrasse des ganzen südlichen Ostpreußen ist. Die Oberkante dieser Theerwischer Hauptterrasse liegt sehr beständig und scharf auf 168,6 m = 525 Duodez.-Fuß; bei 162,5 m zeigt sich örtlich eine Zwischenstufe; auch die Unterkante bei 158,7 m ist örtlich gut entwickelt. Neben der Sandbedeckung hat das Wasser dieses Standes starke Verwaschungen hinterlassen.

[1]) Noch höhere Terrassen nennt P. G. Krause vom Geierswalder Becken, Kr. Osterode, wo die Hauptterrasse rd. 605′ = 230 m hoch liegt, und auf dem benachbarten Bl. Marienfelde zieht eine Terrasse sogar 705′ = 269 m an den Kernsdorfer Höhen hin.

[2]) Erläuterungen zu Bl. Sorquitten, S. 22.

[3]) Man vergl Wunderlich's »Höhenschichtenkarte von Polen«, Taf. Karte IV zum Handbuch von Polen, bei D. Reimer, Berlin 1917.

Fast ganz durch sandige Aufschüttungen ist auch die fünfte Stufe auf Blatt Theerwisch bezeichnet; Zwischenstufen liegen bei 155,5 und 152,5 m NN.

Die sechste, tiefste Stufe liegt zwischen 144,5 und 135 m, namentlich deutlich an der Gehland- und Sensburger Rinne weit verbreitet. Bei der Südabdachung der Rinnen und der großen Sandurfläche gegen Polen fehlt aber heute auch für diese tiefsten Wasserbecken von einst noch das einrahmende Ufer!

Mauerseegebiet

Zu oberst wieder örtliche, aber deutliche Terrassenspuren, die namentlich da und dort im Südwesten des weiten Seengebiets (die oberste sehr schön auf Blatt Kutten[1])) auftreten, und wieder ihre ganz bestimmte Bedeutung haben. Darunter entwickeln sich ringsum die heutigen, immerhin noch beträchtlichen Seenrelikte zwei ausgeprägte Terrassen. Ihre Brandungskerben liegen teils 13—14 m in einer oberen (»Hauptterrasse« des Mauersees) teils 7 m in einer tieferen Terrassenflucht angeordnet. Dem Wasserstand der Hauptterrasse fehlt heute die Abdämmung nach Norden durch die Angerapp-Niederung, nach Nordwesten nördlich Tiergarten, auf größere Strecke bei Pristanien, nach Westen gegen die Rastenburger Senke, nach Süden vom Löwentinsee gegen die Niederungen des Spirding und die Sandflächen von Polen hin. Für den tieferen Wasserstand bei 128 m NN. bietet das jetzige Relief noch Lücken nördlich Angerburg, bei Pristanien und gegen den Spirdingsee hin.

Kruglinner Seegebiet

Auf Blatt Kruglanken erscheinen noch die Mauerseeterrassen in der randlich hereingreifenden Bucht des heutigen Goldapgarsees (Bl. Kutten) im Norden; die tieferen haben ihre Oberkante bei 330′ = 127,8 m NN., die höhere zieht sich (nach der Karte bei Kruglanken) von 330′ auf 360′ empor. Eine höhere Terrasse fehlt hier, dagegen umrahmt das südlich anschließende Kruglinner Becken eine vorwiegend sandige Terrasse von 340—375′. Nach den Höhenverhältnissen ist es sehr wahrscheinlich, daß sich im Kruglankener Tal die höhere Mauerseeterrasse emporzieht, und daß sie es ist, welche die Hauptterrasse des Kruglinner Beckens darstellt.

An der Grenze der Kartenblätter Kutten-Kerschken gehen die Lenkuk-Terrassen im Osten in die Goldapgar-(Mauersee)-Terrassen (Westen) in der Weise über, daß von den östlichen die tiefere (auf 355′/360′) in der Karte und im Gelände so hoch liegt wie die obere Mauerseeterrasse (auf rd. 350′) im Westen; die obere (380—390′) im Westen nicht zu finden ist, im Osten aber deutlich, die untere im Westen ist die untere Mauerseeterrasse; mit ihr ist im Osten nur die Talsohle gleich hoch. Die fraglichen Stufen finden sich nach:

---

[1]) F. Kaunhowen und P. G. Krause, »Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Norddeutschland und ihre Beziehungen zur glazialen Hydrographie.« Dies. Jahrb. f. 1903, S. 442.

H. v. Wichdorff für Blatt Kutten[1])	Blatt Kutten (Goldapgar)	Blatt Kerschken (Lenkuktal) n. d. Karte 1910
412,5'—437,5' 370' —387,5'	–	380'—390'
330'—350'	350' höh. Mauerseeterrasse	355'—360'
	330' tiefere Mauerseeterrasse	(Talsohle rd. 330')

Blatt Orlowen

Der Übergang von der Hauptterrasse des Kruglinner Beckens (145 m NN.) nach dem Terrassensystem auf Blatt Orlowen führt über die Widminner Rinne. Es entspricht ihr offenbar die im Mittel 1—2 m tiefer gelegene unterste Terrasse, welche z. T. mit Tonen belegt ist. Recht wichtig ist auf Blatt Orlowen die Terrasse zwischen 387,5 und 396' (rd. 150 m NN.), am wichtigsten jene zu 412,5 = 159 m NN. Kaunhowen hat die Höhen-Übereinstimmung mit der Ortelsburger Gegend für diese, wie für die beiden noch höher gelegenen Terrassen betont, die natürlich auffällt. Die Marken der obersten Terrasse liegen verstreut (177,5 m), treten jedoch immer wieder deutlich hervor.

Gebiet der Haaznenseen und der Haaznenrinne

1,5 m über dem heutigen Seespiegel liegt die unterste mit Sand und Seekalk da und dort bedeckte alte Seefläche zwischen 350 und 370' (135,5—143 m NN.), die also das tiefste Orlower Nieveau erreichte. Etwas tiefer als das nächste Orlower Niveau liegt die höhere Terrasse 143—150 m-Hauptterrasse mit Sanden, Kiesen, Tonen, darin *Anodonta, Pisidium, Valvata;* und gleichfalls tiefer die beiden höchsten vergleichbaren Niveaus. Im Haaznengebiet liegt dieses 152,5—159 m über NN., zeigt Sand und schon Bänderton.

Die Abstände der drei Terrassen voneinander sind sehr ähnlich. Nach Süden hin fehlt die Abdämmung, jene für den obersten Seestand auch nach Norden hin.

Am höchsten steigen die Terrassen auf Blatt Grabowen[2]), Ueber der tiefsten bei 186,5 m folgt eine sehr ausgeprägte bei 225,9 m, dann, nicht weniger beständig eine bei 239 m. Höhere liegen in 253 m und 267,4 m. Terrassenböden mit Tonbelag sind zwischen 267 und 285 m zu verfolgen. Die bedeutenden Abstände von 39,5 bzw. 13,2 bzw. 14 m erinnern an die andere Gegend mit hohen Terrassen, an die von Ortelsburg.

[1]) Hess v. Wichdorff (Dies. Jahrb. f. 1904, Bd. 25, S. 825) führt diese Terrassen als »auch bei flüchtiger Wanderung sehr deutlich« an, die genau gleich auch ins Lenkuktal hineinreichen sollen. Hier gibt jedoch seine 1910 erschienene Karte Bl. Kerschken die in der Spalte rechts verzeichneten Stufen!

[2]) Dies. Jahrb. f. 1905, S. 738.

Skallischer Becken

Auf Blatt Benkheim zeigt sich ein ungewöhnlicher Sprung zwischen den beiden hier entwickelten höchsten Terrassen. Die oberste zieht sich mit 161,5 m NN., etwas einsinkend, südlich durch das gesamte Haaznen-Niederungsgebiet fort. Die nächst tiefere gehört nicht mehr zu diesem Terrassensystem, sondern zu dem des Skallischer Beckens, das wesentlich tiefer (auf 135,5 m) einsetzt. Der Höhenausgleich wird durch ein Herabziehen der Oberkante des sandigen Seebodens von 400′ (154 m) auf 370′ (143 m; Bl. Grabowen) bis auf 350′ (135,5 m) besorgt. In letzteren schneidet sich die Goldap mit kräftigem Gefäll quer ein. Sie mündete zuerst in das oberste Mauerseeniveau bei 135,5 m (350′), dann in das tiefere von 128 m (325—330′), um dann weiterhin den Sand der Nachbarschaft namentlich in das Skallischer Hauptniveau von 106,5—116,5 m zu schütten. Hier wurde es zu einer ausgedehnten Sandebene umgelagert und auf einem untersten Seeniveau zu einer zwischen 103,5 und 106,5 m NN. gelegenen Fläche. Ganz ähnliche Niveaus finden sich auf Blatt Buddern.

Bei dem Relief von heute müßten alle Seen nach Norden hin ausgelaufen sein!

Umkreis des südlichen Masurischen Tals

Nach Kaunhowen[1]) verbreitet sich die tiefere Mauerseeterrasse in rd. 127,5 m NN. nach Süden noch weit im Umkreis des Spirdingsees und durch die Johannisburger Heide ohne Ende nach Polen, d. i. auf mindestens 85 km Luftlinie. Die höhere Mauerseeterrasse bei 135,5 m NN. ist nach Kaunhowen gleichfalls im weiteren Umkreis der südlichen Niederungen bis über Lyck und noch in der Rinne zwischen Ublick- und Aryssee entwickelt (hier in 146 m NN. noch eine höhere Terrasse), so daß auch sie auf mindestens 70 km NS-Entfernung erkannt ist. Auf 154 m endlich zieht sich den südlichen Gehängen entlang eine Terrasse auf den Blättern Gerlowken, Widminnen; sie liegt so hoch wie eine Terrasse der Ortelsburger Gegend und der Blätter Orlowen, Kutten, Kruglanken. Keines dieser Wasserbecken hat heute nach Süden einen Damm.

Die Frage der Abdämmung

ist die erste, welche bei solcher Sachlage dringend erscheint. Für das Wasser hochgelegener Seereste auf dem Baltischen Höhenrücken gibt es teils nach Süden, teils nach Norden, im Masurischen Tal nach beiden Seiten hin keinen Damm. Die bisherigen Bearbeiter machten die Annahme, daß zurzeit der Seen das Relief von heute bestand, daß aber das Inlandeis im Norden die Abdämmung des gewaltigen Wassers besorgt habe: Eisstau-Hypothese.

Gegengründe gegen die Eisstau-Hypothese

Diese Annahme fordert die Kritik heraus, die ihr folgendes entgegenzuhalten hat:

[1]) »Geologische Untersuchungen in dem Gebiet längs der Bahn Lötzen-Arys-Johannisburg, Ostpreußen«. Ebenda f. 1906, Bd. 27, S. 418—446, S. 442 ff.

1. Wohl haben wir in Polen eine ganze Reihe von Beweisen für Staubecken[1]), aber alle diese Seen sind örtlich wohl begrenzt und waren, nach Wunderlich, gestaut, als das Eis noch nahe lag. Die Annahme einer späteren allgemeinen, alles überziehenden Wasserfläche ist unmöglich; sonst wären die Endmoränenreliefs nicht so frisch, wären die Sölle verwaschen. Über die Pripet-Niederung hätte der gewaltige, hypothetische Binnensee mit dem Schwarzen Meer in Verbindung stehen müssen.

2. Die Beschaffenheit der Sandurfläche, die gegen den Narew bis auf 100—80 m NN. herabreicht, spricht dagegen: Warum ist sie in ihren tieferen Teilen nicht von einer Schlickdecke überzogen? Schon am Narew hätte der See über 100 m tief sein müssen! Welche Kraft hat bis über 100 km weit in dieses Becken herein den Sand in fast gleichartiger Korngröße transportiert? Wenn er aber schon vorher durch fließendes Wasser hereingeschüttet worden ist, dann kann ja der See erst entstanden sein, nachdem das Eis fast ganz vom Baltischen Höhenrücken abgeschmolzen war; denn mit dem Abschmelzen hängt doch ohne Zweifel die nach Süden ganz schwach geneigte Sandverschüttung zusammen. Weshalb entstand dann nachträglich plötzlich ein See von über 100 m Tiefe und 400 km Breite? Wenn wir nicht gleich glauben wollen, daß auf einer schiefen Ebene sehr zahlreiche, mäandrierende Schmelzwasserrinnen eine tischebene Aufschüttung nicht nur von Sanden, sondern sogar von Schottern zustande bringen, so muß uns ein Blick auf die Hoch- und Niederterrassenfluren am Rande der Alpen oder des nördlichen Kaukasus überzeugen. Der zitierten Arbeit gegenüber muß ich sagen, daß der Grund von Seen gerade nicht tischeben ist, sondern entsprechend dem älteren Relief und den herrschenden Strömungen i. a. in sanften Wellen auf und nieder steigt. Und wenn die Einebnung erst später[2]), auf tieferen Wasserniveaus erfolgte, weshalb haben sich dann diese Niveaus nicht gerade auf der so einheitlichen Sandfläche durch übereinander angeordnete Terrassenränder am schönsten markiert? Sie fehlen aber ganz!

3. Dann in Deutschland! Auch hier fehlen gewiß nicht die Anzeichen für Staubecken, aber alle sind örtlich begrenzt, nirgends ein Anhalt für einen breiten, allgemeinen Wassergürtel, der durch die ganze Zeit des Zurückschmelzens vom Baltischen Höhenrücken den Eisrand im Süden begleitet hätte, nirgends die Anzeichen für eine allgemeine Eindeckung und Einebnung der Landschaft, für das Fehlen von subaerischen Schmelzwasserläufen. Es wäre ja auch ein merkwürdiger See, der mit Nordsee und Schwarzem Meer in Verbindung stand, ohne selbst salzig zu werden!

Es wird nicht nötig sein, die durch die Jahrzehnte der Spezial-

[1]) z. B.: Bändertone am Weichseltal oberhalb von Pulawy, etwas südlich der Wieprz-Mündung; Staubecken im polnischen Warthe- und im Widawska-Gebiet; im Weichsel- und Pilicatal; Warschauer Stausee über 100 m emporreichend von Plock bis zur Pilica-Mündung; Weichsel-abwärts der Wloslaweker Stausee.

[2]) Kaunhowen und P. G. Krause, l. c., S. 449.

kartierung in Norddeutschland gefestigten Anschauungen dieser Binnensee-Hypothese entgegen zu halten; es wird aber gut sein, die Argumente festzustellen, welche gegen eine lange, oder sogar dauernde Eisabdämmung nach Norden hin sprechen. Da ist zu erwägen, daß

4. die Bändertonstudien in Skandinavien und Finnland die Dauer des Eisstillstandes auf einer bestimmten Etappe als relativ recht kurz aufzeigten. Bis 100 Jahre, oder ganz wenige Jahrhunderte genügten, um recht ansehnliche Eisrandbildungen aufzubauen. Die »Binnenseehypothese« nimmt an, daß durch das etappenweise Zurückverlegen des Eisrandes auch das Binnenseewasser stufenweise abgesenkt worden sei, daß so die Terrassen gebildet wären. Obwohl wir noch keine genauen Unterlagen über den Arbeitsfortgang des abradierenden Seewassers an seinen Uferrändern besitzen, möchte ich doch betonen, daß sich so kräftige, ausgeprägte Terrassenleisten, Kliffs und Terrassenflächen, wie sie in jedem Haupt-Seengebiet Ostpreußens in Zweizahl vorhanden sind, nicht in 100 oder 200 Jahren bilden konnten, sondern daß dazu wohl mindestens 1000 und mehr Jahre gehört haben.

5. Eine gewisse Überkombination hat weiterhin dazu geführt, in dem naheliegenden Bestreben, möglichst vielerlei Beobachtungen mit derselben Wirkung einer Kraft zu deuten, die Lagebeziehung zwischen Becken und nächst nördlich folgender Endmoräne zu einer ursächlichen zu machen. Die nächste, im Norden anschließende Endmoräne sollte dem Eisrand entstammen, der jeweils das südlich vorgelagerte Wasserbecken staute. Schon vor dem völligen Abschluß der Kartierungen im Mauerseegebiet hat sich dies als Irrtum herausgestellt, da die Mauerseeterrassen sich auch noch in das nördliche, mit tieferen Terrassen versehene Skallischer Becken hereinziehen. Der Eisrand mußte schon mindestens in der Umrahmung des Darkehmer Beckens gelegen haben, als sich die obere Mauerseeterrasse entwickelte, und für die (mit Einschluß der Terrassen der Marschallsheide) mindestens 5 wichtigen tieferen Terrassen müßten Eisrandlagen angenommen werden, die offenbar z. T. nicht mehr in Ostpreußen liegen, sondern nördlicher.

6. Außerdem kann man der Vorstellung nicht beitreten, daß durch das Zurückschmelzen des Eisrandes um einen bestimmten Schritt auch der Spiegel des anschließenden Stausees um ein bestimmtes, kleines Stück abgesenkt wird. Die Höhe des für die nördliche Nachbarschaft angenommenen Eiswalles bleibt immer noch die gleiche; geändert wird nur die Abflußmöglichkeit parallel dem Eisrand in seitlich gelegene, tiefere Senken. Solche liegen aber bei einer vermuteten, gewaltigen Binnensee-Entwicklung in der Nordsee und im Schwarzen Meer! Nicht weniger schwierig ist die Annahme, daß um den Betrag des Zurückweichens des Eises die gleichbleibende Wassermenge sich auf einen größeren Raum habe verteilen müssen, der Spiegel daher gesunken sei. Denn mit dem Abschmelzen ist doch immer eine Vergrößerung der Wassermenge auf Kosten des Eises, aber nicht

eine Verkleinerung verbunden und Eis und Wasser sind, mögen sie sich auch vertreten, jedenfalls im Überfluß vorhanden gewesen.

Die Terrassenrucks finden so also keine stichhaltige Erklärung!

Toteishypothese

Die Unmöglichkeiten, zu denen die eben skizzierte Annahme für den Anstau eines so gewaltigen Binnensees durch Eis notwendig führen muß, sind nicht, oder nur nebenbei einmal und teilweise ausgesprochen, werden aber doch dazu geführt haben, daß neuerdings nur noch die Rede von einer abgeänderten Hypothese ist. Ich möchte diese »Toteishypothese« nennen, weil sie annimmt, daß überall dort, wo das heutige Relief keinen Damm gibt, und wo es nicht angängig ist, den Rand des Inlandeises selbst als Ufer anzunehmen, Toteismassen gelegen hätten.

Gegengründe gegen die »Toteishypothese«:

1. Die regelmäßige Anordnung der meisten Eisrandgirlanden[1]) läßt kein Zurückbleiben von sehr großen, als Toteis allmählich abschmelzenden Eismassen annehmen, mit Ausnahme nur von einigen, als solche aber wohl charakterisierten Gebieten, wie z. B. der Borker Heide und gewisser nördlicher Randzonen des Baltischen Höhenrückens. Auf welche vorstellbare Weise sollen sich ausgedehnte, ring- oder wallartige Eismassen, die bei der heutigen Anordnung der Eisrandgirlanden noch am ehesten denkbar wären, abgelöst haben?

2. fehlt gerade an den Stellen, die durch Toteis blockiert gewesen sein sollen, jeder Hinweis auf dessen einstige Existenz. Wenn wir mit P. G. Krause[2]) nur für die älteren, höheren Terrassenniveaus des südlichen Ostpreußens solche Abdämmung annehmen, so müssen wir sie ausgerechnet in die durch ihre außerordentliche Ebenheit jedem auffallende Sandurfläche im Süden stellen und zwar als einen mindestens 50 m hohen, sehr merkwürdigen Eisring. Denn je weiter weg (die Sandurfläche ist über 100 km breit und am Narew 100 m unter der oberen Ortelsburger Terrasse!), desto höher und ausgedehnter und unwahrscheinlicher ist der Eiswall, den wir errichten müssen, nur um die Seen unter Wahrung des heutigen Reliefs zu erklären!

3. wird durch eine Toteisumwallung das Ruckweise der Terrassenniveaus noch viel weniger erklärt als durch lebendige Eisufer.

4. Wie lang sollen sich diese beträchtlich hohen Eisdämme gehalten haben, ohne allmählich abzuschmelzen? Offenbar doch mehrere Jahrtausende, die nötig waren, um jene Seerand-Skulpturen einzumeißeln. Unter einem Klima der Anzyluszeit kann ich mir solche Toteismassen nicht vorstellen.

5. ist bereits durch Bestimmung der von P. G. Krause in der Mauerseehauptterrasse gefundenen Conchylienfauna als einer solchen

---

[1]) Es läßt sich sehr wohl ein Sinn in diese Eisränder bringen, wie ich das glaube in diesem Jahrbuch für 1923 gezeigt zu haben.

[2]) »Über drei ostpreußische Seekalkablagerungen.« Dies. Jahrb. f. 1914, I, S. 443.

nichtarktischen Charakters[1]), die sich von dem der heutigen fast nicht unterscheidet, gesagt, daß Toteis keineswegs als Abdämmung für diesen größten See in Frage kommt. Von Eis kann unter solchem Klima in Ostpreußen längst keine Rede mehr gewesen sein. Wenn nun aber doch dem Wasser der Mauersee-Hauptterrasse heute da und dort auf größere Breite die Ufer fehlen, so ist das auf andere Weise zu erklären, aber nicht durch Eis, sei es lebendig oder tot.

Eine abgeänderte Toteishypothese

finden wir neuerdings in dem anregenden Aufsatz von W. Wolff[2]). Sie ist zunächst als Erklärung der Mecklenburgischen Seenplatte gedacht, wird jedoch kurz auch auf die übrigen Seenplatten, auch auf die Masurische übertragen. Für die meisten Hohlformen von heute, namentlich für die Seen, wird hier angenommen, daß sie einst von Toteisresten eingenommen waren, bezw. daß zunächst in ihrem Untergrund eine Eismasse erhalten blieb, die in einer bereits eingeebneten Landschaft durch ihr allmähliches Abtauen über sich dann eine Senke erzeugt haben.

Es wird ganz gewiß eine größere Anzahl von Seen, namentlich von Söllen, desgleichen werden die kuppigen Formen mancher Sandurflächen durch diese Hypothese ihre Erklärung finden. Auch einzelne der höchstgelegenen »Strandmarken«, die ganz vereinzelt und unregelmäßig entwickelt sind, werden durch nachträgliches Abschmelzen von Eis als »Eisrandmarken« zu deuten sein. Speziell für die Mecklenburgische Seenplatte wußte W. Wolff Überzeugendes anzuführen. Freilich, man wird sich hüten müssen, nun jede Seenplatte auf diese Art zu erklären, denn es handelt sich ja im allgemeinen um Plateaugebiete, welche als Wasserscheidengebiete der fluviatilen Drainierung bis heute entgangen sind. Die Unzahl der bestehenden Seen und Moore an sich beweist noch nicht, daß der Boden einst von einer entsprechenden Zahl von Toteisstücken gespickt war, beweist zunächst nur, daß der betreffende Landstrich durch lange Zeit nicht drainiert wurde. Auch scheint es mir nicht unschwierig, in der angeführten Weise (a. a. O. S. 400) zu erklären, weshalb auf der Mecklenburgischen Seenplatte von den abtransportierenden Schmelzwässern mit dem Tonigen nicht mindestens auch das sandige Moränenmaterial fortgeführt worden ist. Gefälle bestand ja genug. Immerhin mag, wie gesagt, diese abgeänderte Toteishypothese, welche natürlich auf weitreichendster Erfahrung und auf wohldurchdachten Vergleichen beruht, für bestimmte Gebiete ihre Geltung haben und mag der vom Verfasser nachfolgend zu betonende tektonische Gesichtspunkt demgegenüber etwas zurücktreten.

Was jedoch die Übertragung der Hypothese auf Ostpreußen be-

[1]) Wir haben Glazialrelikte in unserer heutigen Fauna genug, um zu sagen, daß auch die *Patula ruderata* Studer, welche vereinzelt als Glazialrelikt sogar heute noch in Ostpreußen vorkommt, nicht anders denn als solches zu bewerten ist.

[2]) W. Wolff, »Die Entstehung der Mecklenburgischen Seenplatte«, in Zeitschrift »Der Naturforscher«. Berlin Schöneberg, Dezbr. 1924, Jahrg. I, Nr. 9.

trifft, so muß auch ihr das vorstehend unter Punkt 1 bis 5 aufgeführte m. m. entgegengehalten werden.

Die gesetzmäßig aufeinanderfolgenden Girlanden der Eisränder widersprachen in Masuren einer nachträglichen, völligen Relief-Umgestaltung durch so riesige Eismassen in den einzelnen Seebecken. Die Kartierung hat uns weiterhin gezeigt, daß die Terrassenmarken auf weite Strecken durchaus niveaukonstant durchstreichen, so daß die Unregelmäßigkeiten der Höhenlagen, wie sie durch verschieden mächtiges und verschieden hochliegendes Toteis am Rande erzeugt werden mußten, im allgemeinen nicht vorliegen. Auch sind die Ränder an den typischen Stellen viel schärfer als das bei einem abschmelzenden, gegen den Rand ganz allmählich auskeilenden Toteis-Kuchens denkbar erscheint. Alle bisherigen Bearbeiter der Kartenblätter hatten immer die Entwicklung rezenter bezw. subrezenter Strandmarken zum Vergleich vor Augen und hätten sich ganz gewiß in der Auffassung dieser Marken nicht derart geirrt.

Schließlich müßte man sich die Abtrennung noch mächtiger Eismassen bis 30 und 40 km vom Rand entfernt in dem Inlandeis hinreichend verständlich machen können. Denn mächtig müssen die Stücke noch gewesen sein, und steil muß ihre Zerschneidung eingegriffen haben angesichts der bedeutenden Reliefunterschiede, welche dann beim Abtauen entstanden sein sollen; und die Größe der Seen verlangt eine so weit rückwärts einsetzende Zerschneidung. Gewiß entwickeln sich auf manchen Inlandeisoberflächen Schmelzwasserrinnen; aber sie sind wohl durchweg flach, denn wo sie tiefer greifen, wird das Wasser von Spalten verschluckt und kommt für die Oberfläche nicht mehr in Betracht, geradeso wie auf einer Kalkplatte, die auch viel mehr von der Seite und von unten her als von oben erodiert wird. Erst an dem dünn gewordenen Eis können wir rein erosiven Zerfall gelten lassen, aber 30 oder 40 km eiseinwärts ist das Eis noch nicht so dünn! Ich sehe da keine andere Möglichkeit, als daß tektonische Bewegungen, Schollenverschiebungen des Untergrundes auch hier für die Atrophierung großer Eisrandstücke gesorgt haben, wie ich das für die Borker Heide und für gewisse Randstücke des Baltischen Höhenrückens annehme. Damit kommen wir aber wieder nicht ohne beträchtliche Quartärtektonik aus.

Eislochhypothese

Die vorstehend unter 1 bis 5 genannten Gründe sind schließlich auch der von Hess von Wichdorff[1]) 1916 schärfer formulierten »Eislochhypothese« entgegenzuhalten, die besagt, daß sich irgend welche Eisspalten beim letzten Eisvorstoß durch Abschmelzen zu jenen gewaltigen Becken erweitert hätten, wie deren z. B. ein einziges nur die Übersichtskarte des Mauerseegebietes 1 : 100000 darstellt, und wie sie in wohl nicht geringerer Größe für die Ortelsburger und Haazener Gegend anzunehmen wäre. Der Autor hält es nun für möglich,

[1]) »Das masurische Interstadial«. Dies. Jahrb. f. 1914, II, Berlin 1916, S. 298—353.

daß der Eisrand im Süden dieser (zwischen sich nur recht geringe Eisleisten noch übrig lassenden) Wasserbecken intakt geblieben und durch Eiszustrom von Norden (auf welchem Wege?) immer noch weiter ernährt worden sei. Das lebendige Eis (weil das tote ja keine Endmoränen mehr zusammenschieben kann) habe an den inglazialen Beckenrändern randlich Moränen aufgehäuft. Der Eisrand habe sich dann regelmäßig durch Abschmelzen zurückgezogen und dabei Sandur und Urstromtäler zwischen den Eislöchern entwickelt.

Diesen Ausführungen zustimmen heißt dem Induviduum Inlandeis, das vermöge seiner ihm inne wohnenden physikalischen Gesetze als Individuum in weiterem Sinne gefaßt werden darf, doch etwas viel zumuten. Wollen wir denn verlangen, daß Inlandeis, nachdem wir aus ihm in der Nähe des Eisrandes ein Stück von der Größe des älteren Mauersees (Durchmesser etwa 40 km) und gleich daneben zwei ähnlich große Stücke herausgeschnitten haben (das wie? wird nicht versucht, zu erklären), am Rande noch als lebendiges Eis auf einem regelmäßigen Rückzug Endmoränen und Sandur aufschütten kann?

Ich glaube, es genügt dies auszusprechen, um zu zeigen, daß auch die Eislochhypothese für unser Seenproblem nicht leistet, was sie soll. Mag sie vielleicht auch in beschränktem Umfang für gewisse, wirklich eisrandnahe, teilweise interstadiale Erscheinungen (manche Decktone!) eine Erklärung sein, hier versagt sie. —

Damit aber kommen wir zu der Feststellung, daß, abgesehen von dem vorletztgenannten, keiner von den Erklärungsversuchen für Ostpreußen auch nur Aussicht hat, durch Abänderung zu einer wirklichen Erklärung zu werden. Man hat ja auch das Empfinden, daß die Erklärungen von den Autoren nur vorübergehend mit eigener Überzeugungskraft, nach einiger Zeit dann, oder schon sehr bald nur noch als das am ehesten Denkbare vorgetragen, vielleicht stillschweigend sogar schon verlassen wurden. Die natürlichen Folgerungen aus ihnen sind ja auch zu widersinnig.

Sollte diese merkwürdige Erfolglosigkeit der Erklärungsversuche von einem bestimmten Standpunkt aus nicht damit zusammenhängen, daß dieser Standpunkt ungeeignet ist, daß man sich auf einen falschen Weg hat führen lassen, der nun nicht weiter geht?

Möglichkeit von Bodenbewegungen

Welches kann die unrichtige Grundannahme sein?

Bei allen Erörterungen wird als einzige Möglichkeit neben den vorher besprochenen immer jene von Bodenbewegungen gestreift. Sie wurde aber ebenso kurz beiseite geschoben mit der Begründung entweder: »wofür aber keine anderen Anhaltspunkte sprechen«, oder: »gegen die aber alle anderen Anzeichen sprechen«. C. Gagel[1]) setzt 1900 auseinander, daß er sie ablehnt, um keine zwar nur geringen, aber in benachbarten Gegenden in verschiedener Weise vor sich gehen-Bodenbewegungen annehmen zu müssen; »für die sich oberflächlich

[1]) Dies. Jahrb. f. 1899, S. LXVI f.

übrigens gar keine Anzeichen feststellen lassen«. Man erwartete offenbar im Diluvium, in der lockeren Decke mit zunächst chaotisch-gesetzloser Verteilung der Baumaterialien, Verwerfungen zu sehen, sauber, wie im Schichtgebirge; man glaubte vor allem nicht an jugendliche tektonische Bewegungen im norddeutschen Diluvium.

Die Zeiten sind anders geworden. Daß man aber bisher die notwendige Abänderung veralteter Anschauungen nur für das saxonische Faltungsfeld zugestand, geht offenbar aus der eingangs erwähnten Anschauung über die Ruhe des Baltisch-russischen Schildes hervor. Schon die Verhältnisse auf dem skandinavischen Schild mit den wechselvollen Krustenbewegungen großen Ausmaßes und auch den Verbiegungen junger Seen sprechen aber gegen diese allgemeine Einstellung und ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich nach C. Gagel's Worten von 1913 [1]) annehme, daß sich bei zahlreichen Autoren bereits mehr und mehr ein Umschwung Bahn bricht. Damit erscheint Hess von Wichdorff's an sich interessanter Versuch von 1916 — um einen geologischen Vergleich zu wagen — mehr als »posthumer, noch durch ältere Struktur erklärbarer Ausklang«. Immerhin mußte er beleuchtet werden.

Liegt die Sache so, dann bleibt die Aufgabe zu sehen, wie sich das Seenproblem zur Möglichkeit der Erklärung durch Bodenbewegungen verhält.

Sehr wohl können wir uns eine Seenlandschaft vorstellen, die durch weitgehende tektonische Verbiegung an gehobenen Stellen die alten Terrassen in höherer Lage zeigt, während andere Stellen niedergebogen und von Seesediment verschüttet sind.

Gibt es Anzeichen für die tatsächliche Existenz solcher Verbiegungen? Haben wir dabei ein einziges, großes Seebecken anzunehmen, fügen sich alle Terrassen in das gleiche System, das nur nachträglich verbogen ist, oder haben wir vermutlich Einzelbecken vor uns? Wie sind unter Zulassung einer Reliefverbiegung die Terrassenabsätze und wie sind ihre recht regelmäßigen Abstände zu erklären?

Das sind Fragen, die sich sogleich einstellen.

Direkte Anzeichen für Verbiegungen. Verbogene Großterrassen oder verstellte Einzelbecken?

Wer diese Fragen stellt, muß sich durchaus darüber klar sein, wie ungleichwertig und vielfach höchst unscharf das beweisende Beobachtungsmaterial der Terrassen ist, so daß der Willkür natürlich ein gewisser Spielraum offen steht.

Wer nun, wie die bisherigen Beobachter, von der Annahme auch heute noch völlig horizontal durchziehender Terrassenmarken ausgeht, der wird an zweifelhaften Stellen schematisieren. An den Grenzen

[1]) Dies. Jahrb. f. 1910, I (Berlin 1913), S. 207. Aus den großen Schollen im Diluvium schließt er darauf, »daß noch in der letzten Interglazialzeit im südlichen Baltikum zahlreiche lokale, aber sehr energische, aufsteigende Krustenbewegungen stattgefunden haben müssen«.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der Arbeitsgebiete namentlich werden solche z. T. schematisiert gezeichnete Niveaus des öfteren nicht zusammen stimmen, wenn sie in der Natur nicht wagerecht laufen, sondern im allgemeinen verbogen sind. Damit haben wir aber ein recht gutes Kriterium für unsere Frage[1]).

Betrachten wir nun jene kritischen Kartengrenzen, so finden wir hier in der Tat Diskrepanzen! Ein Beispiel, die Verschiebungen zwischen den Blättern Kutten und Kerschken, haben wir bereits S. 642 erwähnt, desgleichen jene zwischen Kutten und Kruglanken, die annehmen lassen, daß sich die Mauersee-Hauptterrasse in das Kruglinner Hauptniveau heraufbiegt. In vorangegangenen Arbeiten[2]) konnte bereits darauf aufmerksam gemacht werden, daß gerade an diesen fraglichen Grenzlinien schon aus anderen Gründen tektonische Bewegungen zu erkennen sind, welche sich auch in der Verstellung der Terrassenniveaus zur Geltung bringen mußten.

Wie noch weiterhin auszuführen sein wird, stehen wir am Ostrande des Goldapgarsees zugleich am Ostrand eines relativ gehobenen Horststreifens, und es ist ja häufig genug der Fall, daß dort, wo einmal eine Verwerfung aufgerissen war, nachträgliche Bewegungen der Schollen, wie hier, auch in anderem als dem primären Sinne erfolgen. Andererseits findet sich auch innerhalb des Kruglankener Horststreifens gerade dort, wo unsere Mauersee-Hauptterrasse bei Kruglanken nach Süden aufbiegt, eine Querstörung, und die Hauptmasse des Kruglinner Horststreifens dürfte sich südlich davon nachträglich mit ihrer Nachbarschaft um jenen Betrag (knapp 10 m) ziemlich im ganzen herausgehoben haben, um welchen heute — abgesehen von weiteren, noch geringeren Niveau-Änderungen — die »Kruglinner« Hauptterrasse über der, wie wir glauben, identischen Mauersee-Hauptterrasse liegt.

Einen weiteren Sprung zwischen heute zusammenlaufenden Terrassensystemen lernten wir S. 644 vom Haaznen- gegen das Skallischer Seengebiet hin kennen. Die oberste Terrasse des ersteren liegt 26 m über jener des letzteren! Die Stelle des Sprungs[3]) liegt dort, wo der alte Nordrand unseres als eine im Norden aufgekippte Platte anzusehenden Baltischen Höhenrückens durchzieht, der sich, wie ich glaube, auch in der Querstörung bei Kruglanken andeutet. Also auch hier eine Erklärung, die durchaus in den regional-geologischen Rahmen Ostpreußens hereingehört!

In den gleichen Rahmen fügt sich schließlich die allgemeine Höhenlage der Terrassen in den betrachteten Hauptgegenden: Es ist kein Zufall, daß sich auf unserer S. 5 gegebenen Tabelle in der Mitte die Terrassenhöhen senken. Diese Terrassen der Mitte liegen in der großen Senke des Masurischen Tals, die ich für mehrere

[1]) Denn die verschiedene Zeit der einzelnen Bearbeitungen kann bei rein tatsächlichen Beobachtungen nicht eine derartige Verschiedenheit mit sich bringen!

[2]) Dies. Jahrb. f. 1923 und »Geologischer Führer durch Ostpreußen«, I, bei Bornträger, Berlin 1924.

[3]) Siehe S. 685 und l. c., S. 229 Mitte, 232, 239 oben.

Zeitabschnitte als tektonische Senke ansehe (l. c. und S. 694). Im Westen liegt noch das Ortelsburger Gebiet, im Osten jenes von Orlowen, Haaznen.

Danach wäre also anzunehmen, daß die verschiedenen, heute vorliegenden Einzelsysteme nach dem Rückgang des Eises einst wesentlich Teile eines einzigen, großen Sees gewesen sind, in einem Raum, der sich durch die unterschiedlichen Hebungen seines Gefäßes gleichmäßig verhielt.

Für eine derartige beträchtliche Gleichmäßigkeit des Verhaltens sprechen namentlich zwei Umstände. Erstens die Tatsache, daß in fast allen der zu betrachtenden alten Seereviere wesentlich zwei Terrassen bevorzugt sind, eine »Hauptterrasse« (mit Fettdruck in der Tabelle S. 640) und eine unmittelbar unter ihr folgende zweite (fett in der Tabelle). Zweitens: der Abstand zwischen diesen beiden Terrassen bleibt auch annähernd mit 8 m der gleiche vom Mauersee über Blatt Kruglanken und Orlowen bis in das Haaznengebiet.

Als Ausnahme sowohl durch die gute Entwicklung von 3 Stufen mit Zwischenstufen als durch größere Abstände tritt das Ortelsburger Terrassengebiet heraus, bis zu einem gewissen Grad auch das Skallischer Becken. Größere Unterschiede bestehen hinsichtlich Entwicklung und Abstand bei den höheren Terrassen.

Es sieht so aus, als ob der Westen und Osten mit seiner Seebedeckung früher zu steigen begonnen hätte ohne das Masurische Tal, denn auch die höher gebogene »Mauerseeterrasse« auf Blatt Kutten, Rhein usw. gehört den Flanken an, und daß erst später, zurzeit der Hauptterrassen jene große, einheitliche Bewegung vor sich gegangen sei. Noch später zeigt sich erneut die Senkungstendenz in dem Masurischen Tal durch die heutige Tiefenlage an, nach der hin im Osten das Kruglinner Becken vermittelt, während die Gegend von Blatt Orlowen am höchsten liegt. Das nachträglich relative Zurückbleiben im Aufsteigen hat auch den Nordrand des Baltischen Höhenrückens im Skallischer Becken betroffen. Wir werden sehen, daß alle diese Tendenzen schon wiederholt zur Geltung gekommen waren.

Wenn ich diese Zusammenhänge nur skizzierte und mit Vorbehalt bringe, so geschieht das deshalb, weil m. E. erst noch durch exakte, über weite Gebiete sich erstreckende Nachmessung im Gelände gesichert werden muß, wie weit wirklich die einzelnen Seensysteme von heute einst zusammenhingen und vorübergehend gemeinsamen Bodenbewegungen unterlegen haben. Trotz der überraschenden, von Kaunhowen betonten Übereinstimmung der Terrassenhöhen von Ortelsburg einerseits, Orlowen andererseits möchte ich doch auf ein mehr zufälliges Zusammenfallen der Höhen als derzeitiges Endergebnis im einzelnen wiederholter und vielfach verschiedenartiger Bodenbewegungen schließen, zumal das Niveau der Theerwischer Hauptterrasse im Osten nicht ebenso entwickelt ist und die Abstände nicht übereinstimmen.

Wenn also hier Einzelheiten noch zu klären sind, so bleibt doch

das eine bestehen, daß eine ausgedehnte Seenlandschaft durch tektonische Verbiegungen, die an Stellen von — auch im übrigen — tektonischer Aktivität besonders betont erscheinen, weitgehend umgestaltet ist. Die nicht mit gehobenen, sondern im Süden des Baltischen Höhenrückens tiefliegenden und durch die abfließenden Rinnen zerstörten und überschütteten Uferränder sehen wir heute nicht mehr, ebenso wenig, wie die durch nachträgliche unregelmäßige Niveauverschiebungen relativ gesenkten und vielfach zerstörten Uferdämme im Höhenrücken selbst.

Die Beträge der anzunehmenden Relativ-Verschiebungen (d. i. deren Endsumme zur Jetztzeit!) sind nicht groß. Die Hauptterrasse liegt (falls ihre Identifizierung gesichert werden kann) im Blatt Orlowen auf 158,8 m, am Mauersee auf 135,5 m, bei Ortelsburg (?) auf 168,5 m. Dem entspräche ein relativer Verbiegungsbetrag von 23,3 m, höchstens 33 m innerhalb des eigentlichen Baltischen Höhenrückens. Die Heraushebung von dessen Nordkante gegenüber dem nördlichen Vorland würde im höchsten Fall 42 m betragen.

Auf die bei solcher Sachlage nötige Deutung der Terrassenstufen, also der ruckweisen Absenkung der Seespiegel, wollen wir S. 58 zurückkommen.

2. Terrassen am Nordrand des Baltischen Höhenrückens, das große Tonstaubecken und die Terrassen des Samlandes

Die Höhenlagen der Terrassen auf dem aufgekippten, alten Nordrand des Baltischen Höhenrückens wurden bereits zu denen im nördlich tiefer liegenden Skallischer Becken in Beziehung gesetzt.

Auch am Rande der großen, nordostpreußischen Tonstaubeckenzone[1]) haben ausgedehnte Wasserflächen mehrere Brandungsterrassen geschaffen. Es scheint mir noch nicht ganz geklärt, ob diese mit dem Sediment des Decktons in ursächlicher Beziehung stehen, oder ob letzteres genetisch mehr zu den (älteren) Decktonen Masurens zu rechnen ist. Die Decktone, Bändertone mit ihrer vielfachen Verzahnung und ihren Übergängen zum jüngsten Geschiebemergel, mit ihrer vielfach deutlichen Lagerungsstörung sind ohne Zweifel eisrandnahe Bildungen[2]).

Jedenfalls greifen in der Ost-Ausbuchtung des großen Schippenbeiler Beckens, in der sich die Marschallsheide dehnt, Seeterrassenränder bis nahe an das Mauerseegebiet heran. Die Kartierung hat in dieser Gegend (z. B. Bl. Barten) zwei wichtige Terrassenstufen festgestellt, eine obere in 102,5, eine tiefere in 65 m NN. Die Übergänge nach den Terrassen des Skallischer Beckens und die Stufen noch weiter nach Osten hin sind noch ganz ungeklärt. Der Stufenabstand von 37,5 m ist ganz ungewöhnlich groß und bedarf der Deutung.

Eine andere sehr merkwürdige Erscheinung ist bereits von

---

[1]) »Geologischer Führer durch Ostpreußen«, S. 82.
[2]) Über ihre Lagerung ist noch S. 686 zu sprechen.

Kaunhowen[1]) erwähnt. Das stark kuppige Gelände von Freudenberg und die Endmoränen im Nordosten des Blattes Barten liegen zwar tief, zum großen Teil noch unter dem tieferen Terrassenniveau, sind aber offensichtlich durchaus nicht verwaschen. Kaunhowen suchte das durch die für ihn einzig mögliche Annahme zu erklären, daß diese Gebiete unter Eis verborgen gelegen hätten, während sich im übrigen die Stauseen des oberen und dann des unteren Niveaus ausgedehnt hätten. Bei der Ausgeprägtheit der Stauseewirkungen, die eine recht lange Dauer derselben beweist, bei der geringen Zeit andererseits, die ein Eisklotz in einem großen Wasserbecken ohne abzuschmelzen verbringen kann, ist das natürlich ein verzweifelter Versuch. Wir haben es hier wohl mit Beckenteilen zu tun, die zurzeit der See-Entwicklung als Inseln etwas herausgeragt haben, und gegen die sich seitdem in summa aller stattgehabter Bewegungen die sonstigen Beckenränder am Baltischen Höhenrücken etwa 40 m relativ heraushoben. Das wäre ein Verschiebungsbetrag ähnlich dem zwischen Haaznen- und Skallischer Becken (Nordkante des Baltischen Höhenrückens).

Blicken wir nach Westen über die heute von Guber und Alle entwässerte, weite Niederung des Schippenbeiler Beckens, so bekommen wir auch hier wieder äußerst klar ausgeprägte Terrassenmarken zu Gesicht. O. Berninger hat sie in seiner schönen Arbeit[2]) verfolgt. Die obersten Terrassen liegen im Umkreis zweier kleiner, in die Ostflanke des Stablack eingesenkter Becken an der Elm. Das kleinere nördlich zeigt Marken in 90 m, das größere südlich solche in 92 und 86 m Höhe NN., ältere namentlich als weiter Kranz um den Großendorfer See herum. Stehen diese Terrassen wirklich in Verbindung mit Beckentonen[3]), so müssen sie wohl noch in Beziehung gesetzt werden mit örtlichen Moränenstauungen durch die anfangs im Osten noch liegende große Eiszunge. Wir werden ihre Höhenlagen dann nicht etwa mit denen am Rande des Baltischen Höhenrückens an der Marschallsheide zu vergleichen haben.

Der Südrand des Schippenbeiler Beckens, also hier die Nordrandzone des Baltischen Höhenrückens, zeigt dagegen vergleichbare Stufen. Deutliche Marken treten immer wieder auf zwischen 70 und 72 m von Blatt Gr. Schwansfeld bis über Blatt Korschen hinaus nach Osten. Noch weiter verbreitet sind die Marken auf 50—52 m Höhe von Blatt Landskron über Schippenbeil, Schönbruch, Groß-Schönau nach Blatt Gerdauen hin. Die Juditter Rinne (O. Berninger, l. c., S. 25) zeigt örtlich Terrassen (Zwischen-)Stufen in 68—60, 56—55 und 52—51 m. Im ganzen aber notieren wir hier wieder einen ungewöhnlich hohen Terrassenabstand von 20 m. Wir werden ihn — ähnlich wie auf Blatt Barten — wieder in Verbindung bringen mit

[1]) Erläuterungen zu Blatt Barten, S. 28.

[2]) O. Berninger, »Morphologische Beobachtungen im Gebiet der mittleren Alle«. Geol. Archiv, II (1923), S. 23 ff.

[3]) R. Klebs, »Der Deckton und die tonigen Bildungen des Unteren Diluviums um Heilsberg«. Dies. Jahrb. f. 1883.

dem nicht allzu weit südlich erfolgten, relativ abrupten Aufsteigen der Kante des Baltischen Höhenrückens.

Auch an der Nord- und Westabdachung des Stablacks und in seinem Bereiche selbst (Tiefensee) ziehen sich da und dort bezeichnende Terrassenmarken hin[1]). Sie sind leider bisher nicht näher verfolgt. Nur von den durch A. Klautzsch kartierten Blättern Balga, Bladiau, Pörschken liegen exakte Angaben vor. Dort zieht eine höhere Terrassenmarke in 27,5—25 m, eine tiefere in 15—12 m an den Gehängen.

Weiter nördlich an den Rändern des großen Tonstaubeckens gibt es nirgends höhere Marken. Die 70—74 m-Marke der Schippenbeiler Bucht hat nach Norden kein Analogon, was schon O. Berninger (l. c., S. 26) zu dem Schluß veranlaßte, diese Marke könnte einer tiefer gelegenen im Norden entsprechen und sie möchte nur nachträglich herausgehoben sein.

Im übrigen sind wir durch die schöne Arbeit[2]) des im Kriege seiner Wissenschaft viel zu früh entrissenen Er. Meyer über die tieferen Teile des großen nördlichen Beckens — soweit sie überhaupt bearbeitet wurden — zusammenfassend unterrichtet. Über dem Geschiebemergel liegt der Beckeninhalt; zunächst der meist rote Deckton, dann der Decksand. Beide halten sich wenig an bestimmte, höchste Niveaus, sondern überschreiten vielfach noch die 65 m-Kurve.

Die oberste Terrassenmarke erscheint erst in 55 m Höhe (Bl. Mühlhausen, Bl. Uderwangen), die nächste, recht ausgeprägte, in 37—35 m, eine dritte zieht in rund 30 m Höhe durch. Die nächste ist auf Blatt Uderwangen in 19—20 m, schärfer auf Blatt Löwenhagen in Sandvorkommen auf rund 22 m NN., die sich nach Hess von Wichdorff westlich immer mehr emporziehen, »so daß sie nicht in Beziehung zu einem alten Ufer stehen können«, sagt E. Meyer! Wir werden dagegen die Möglichkeit einer Terrassenverbiegung nicht außer Acht lassen. Mit einer breiten Terrasse in 15 und einer letzten in 5 m Höhe schließt die sehr ansehnliche Skala.

Nur zwischen den obersten dieser sechs Stufen ist ein beträchtlicher Abstand zu erkennen.

Auf Blatt Ponarth[3]) und in seiner Umgebung liegen die Terrassen auf 30 m, 21,5—20 m, 15—11½ m, 6,5—5 m, 3—2 m NN.

Die Frage nach dem Nordufer der höheren Wasserbecken wurde bisher mit der vermuteten Existenz des Eisrandes für die Zeit dieser Becken beantwortet[4]). Dabei blieb aber immer nach Westen hin

---

[1]) E. Masuhr, »Glazialgeologie und Oberflächengestaltung der Landschaft des Stablack in Ostpreußen.« Geol. Archiv, I (1923), S. 277.

[2]) Er. Meyer, »Über Staubecken- und Decktonbildung in der weiteren Umgebung von Königsberg i. Pr.« Dies. Jahrb. f. 1916, S. 280—309. Berlin 1918.

[3]) Kaunhowen, Erläuterungen zu Blatt Ponarth, S. 7.

[4]) Sogar jene rundlich abgegrenzten Teilböden im Tonstaugebiet, die z. T. wie Flußmäander aussehen, möchte Hess v. Wichdorff noch auf Abschmelzwirkung von größeren Eisstücken zurückführen. Diese können sich aber doch nur nach der langen Zeit der Wasserbedeckung entwickelt haben, in der doch das zunächst etwa zurückge-

eine Lücke, die für uns um so schärfer wird, als sich aus der Betrachtung der Alkgebirgs-Kerbspur[1]) ergibt, daß im Westen längst kein Eis mehr war, als es im Osten noch die Senke erfüllte. Damit entfällt ein Eisstau im Westen.

Entscheidende Bedeutung haben für uns in dieser Frage der Abdämmung die dem rings isolierten Samlandmassiv eingegrabenen Terrassenleisten und der Vergleich ihrer Höhenlagen mit denen der weiteren Umgebung.

Die Terrassen des Samlandes. Durch die Isolierung könnte die Oberkante des oberen Geschiebemergels hier als ein Terrassenstück aufgefaßt werden. Den Widerspruch, der hiergegen in dem Mangel an Abspülungsresten des Geschiebemergels liegt, suchte E. Meyer durch die Annahme einer Solifluktion zu lösen. Nur in der südlichen Randzone des Kurischen Haffs erscheinen solche Abspülungsreste reichlicher, nur für diese Gegend können wir daher im Norden die nachträgliche Einebnung jenes Niveaus durch stehendes, brandendes Wasser annehmen. Alle anderen Flächen, namentlich des Samlandes, sind dagegen nichts anderes als die primär ebene, normale Oberfläche des oberen Geschiebemergels, die ja als »diluviale Hochfläche« die wichtigste Fläche der Provinz überhaupt ist. Denn weshalb sollte nur auf diesen Flächen die Solifluktion gewirkt haben, weshalb sollte sie nicht in gleicher Weise auch die häufig tonigen, aber noch heute stark kuppigen Glazialreliefs ergriffen haben?

Scheiden wir aus diesem Grunde die normale Oberkante des oberen Geschiebemergels möglichst aus, so verbleibt noch immer eine reichliche Zahl einwandfreier Terrassen. Unter Hinweis auf Meyer's Arbeit können wir uns bei deren Besprechung kurz fassen.

Die höchsten Verebnungen liegen in 52—53 m Höhe und werden von E. Meyer i. a. auf kleinere Spezialbecken bezogen.

Die nächst tieferen Terrassen haben wir in 40—41 m Höhe. Sie sind im ganzen Samland zu finden (l. c., S. 284f.) und sind um so mehr als Marken allgemeinen Aufstaues zu deuten, als sie nicht etwa an Moränenwällen Halt machen, daher nicht etwa vom Eis örtlich gestaut sein können, sondern fast nach allen Seiten in die Umgebung des Samlandmassives hinausblicken.

Es folgt eine 30 m-Stufe (meist Einebnung in etwa 29 m, Ufermarken bis zu 32 m Höhe), dann eine solche bei rund 22,5 m und, als ganz besonders ausgeprägte, sandreiche Stufe jene zwischen 17 und 15 m. Sie fällt auch dann sehr auf, wenn man die Geschiebemergelebene der Nachbarschaft des Kurischen Haffes abrechnet; bemerkenswert ist sie außerdem, weil sie nördlich Gasthaus Grünhoff bei Cranz einen Torfbruch als Verlandungsrest[2]) eines ehemals auf dieser

bliebene Eis längst abgeschmolzen gewesen sein muß. Auch zeigt sich der Boden der Sonderbecken recht eben und nicht gekesselt, wie das über abschmelzenden Eisresten der Fall sein müßte.

[1]) »Geologischer Führer durch Ostpreußen«, S. 95 f.

[2]) Ich stimme ganz der diesbezüglichen Ansicht der Landesgeologen bei (vergl. Meyer, l. c., S. 294), denn wo sollte auch hier eine kräftige Quelle für ein Gehängemoor herkommen?

Fläche recht lange Zeit nach Abtauen des Eises gelegenen Sees trägt, und weil man auch für diesen See bei der heutigen Geländegestaltung kein Ufer sieht. Dieses muß draußen in der Ostsee gelegen haben, ist offenbar gesenkt und wohl abradiert. Solcher sehr richtigen Konsequenz weicht E. Meyer aus mit der Begründung, daß sie ihm »recht bedenklich« erscheint. Wir haben uns nicht auf eine theoretische Ansicht — von der Unverrückbarkeit des Reliefs nämlich — festgelegt, sehen daher auch gar keinen Grund, aus allgemein zugegebenen Tatsachen den notwendigen Schluß zu ziehen.

In tieferer Lage zeigt sich darauf örtlich (Bl. Königsberg W) eine neue Marke in 11—12 m, sehr ausgedehnt die Einebnung der vielfach von Flachmoor bedeckten Sande in der Umgebung des Frischen Haffs in 5 m.

3. Vergleichende Übersicht

Tonstaubecken	Samland	NW-Stablack
55 m		
	53—52 m	
	41—40 m	
37—35 m		
30 m	**30** m	
		27,5—25 m
	22,5 m	
20—19 m		
	17—15 m	
15—11 m	12—11 m	**15—12** m
6,5—5 m	**5** m	
3—2 m		

Vergleicht man zunächst (s. Tabelle) die nordöstlichsten, benachbart liegenden Terrassen, so erscheint es hier vielleicht noch schwieriger als auf dem Baltischen Höhenrücken gleiche Niveaus für solche Talgehänge ausfindig zu machen, die heute gegeneinander blicken, also — Reliefkonstanz vorausgesetzt — einst auf der gleichen Höhe ihre Brandungsmarke erhalten haben müßten. Die einzige Übereinstimmung zwischen dem nördlichen Tonstaubecken und dem Samland ist jene kräftige Marke in 30 m Höhe. Es mag sein, daß sich seit der Zeit dieses Seespiegels beide Gebiete wesentlich einheitlich bewegt haben, denn auch die nächst tiefere Terrasse kann zur Not in Verbindung gebracht werden. Auffallend ist zweitens aber auch namentlich die sehr allgemeine Verbreitung der 41—40 m-Marke im Samland, obwohl sie merkwürdigerweise vom gleichen Beobachter (Tornau) auf Bl. Pobethen sehr scharf, auf Bl. Neukuhren gar nicht gefunden wurde. Abgesehen davon können wir vielleicht annehmen, daß die örtliche Ungleichmäßigkeit der aufeinanderfolgenden Niveau-Änderungen im Samland mit der Zeit der Ausbildung dieser Terrasse wesentlich zu Ende ging, die Aufkippung des nordwestlichen Teiles, der nach S. 670 anzunehmen ist, bereits vollendet war, und daß von da ab sich die Samlandmasse wesentlich einheitlich hob. Von der

30 m-Stufe an hätte dann die Konsolidierung auch auf die weitere Umgebung übergegriffen.

Aber auch für diese Fragen kann erst eine die Terrassen-Niveaus Schritt für Schritt verfolgende Geländenachmessung die endgültige Lösung anbahnen. Ich übergehe daher einen Vergleich mit den viel höheren Marken im Stablack und im Baltischen Höhenrücken.

Naturgemäß ist die Frage der Abdämmung all dieser Seen in dem isolierten Samlandblock um so dringender, als sich ja nun nicht einmal das heute in der Nachbarschaft genügend hoch liegende Land für die meisten Seespiegel als Damm erwies, wenn dieser nicht weitgehend nachträglich verschoben ist. Die lange Dauer des Bestandes unserer Seespiegel macht eine Dauer-Abdämmung durch Eis im Norden undenkbar; aus dem Westen hat sich das Eis noch früher zurückgezogen als vom Osten (Alkgebirgs-Kerbspur!), konnte also auch da nicht abdämmen. Daß der Beckeninhalt auch nur in einer Phase marin gewesen sei, hat sich durch keine einzige Beobachtung im gut kartierten Samland erweisen lassen, also kommt die Ostsee auch nicht einmal für die tieferen der Terrassen in Frage.

Unter solchen Umständen müßten wir mit E. Meyer als letzte Möglichkeit (wollten wir bei der vorausgesetzten Niveaukonstanz bleiben) einen großen Damm annehmen, der — nach den gleichartigen Verhältnissen im Weichseldelta zu schließen — etwa von Rixhöft durch die ganze Ostsee bis nach Memel ausgedehnt war. Da dieser, der langen Terrassenzeit wegen, nicht von einem allerletzten Eisstillstand bedingt sein kann, so könnte er höchstens durch eine große Aufwölbung am Grunde der Ostsee — also doch tektonisch! — entstanden sein, und wenn von ihm heute keine Spur zu sehen ist, kein Steinwall auch einer etwaigen Abrasion, so müßte er ebenso auch wieder untergetaucht sein, wie er auftauchte.

Einem solchen Phantasiegebilde wird man aber, da doch keine andere Möglichkeit besteht, m. E. gern schwache, nicht überall gleichartig verlaufene Hebungen im Seengebiet selbst vorziehen, nicht anders wie im Bereich des Baltischen Höhenrückens.

Die Flußterrassen

Wir sehen eine Bodenbeweglichkeit als großzügige Allgemeinerscheinung. Die Flußrinnen bestätigen das.

Je weiter sich Ostpreußen unter örtlichen Verbiegungen und unter Zurückbleiben mancher Teile im Quartär herausgehoben hat, desto flacher und kleiner mußten im allgemeinen die Seen werden, denn immer größere Teile wurden angezapft und entwässert, vom Flußnetz übersponnen. Schon der vielfach so geringe Erfolg des fließenden Wassers, den wir heute sehen, läßt es gar nicht wahrscheinlich erscheinen, daß unter ähnlichen klimatischen Bedingungen auch in geraumer Zeit so viel Seen ausgelaufen und so verhältnismäßig wenige davon — und zwar erst in späterer Zeit — verlandet sein sollten, wie das in der Tat der Fall ist: nicht Einschneiden der Abflüsse, sondern Hebung der gesamten Seenlandschaft ist Hauptgrund dafür!

Es erscheint nun sehr bezeichnend, daß sich die zwischen den immer kleiner und zahlreicher werdenden Einzelseen entstehenden Flußläufe nicht etwa kontinuierlich entwickelten, sondern daß auch sie normalerweise 1, 2 (oder 3) höhere Terrassen von ähnlichen, vielfach freilich etwas kleineren Abständen aufweisen, wie die Seeterrassen. So setzt sich die gleiche Erscheinung der Terrassenbildung nicht etwa nur in den Seen bis auf deren heutigen Stand fort, sondern auch in dem nunmehr überhand nehmenden Flußnetz.

Ich halte es nicht für meine Aufgabe, hier die Terrassen im einzelnen alle aufzuzählen, wie sie für die meisten Flüsse noch viel zu wenig untersucht sind; festzustellen, daß sie namentlich im Einzugsgebiet des selbst mit zwei ausgeprägten Terrassen versehenen Pregels in Zweizahl fast allenthalben durchlaufen von dem Dobup an der Ostgrenze angefangen über Pissa, Goldap, Angerapp, bis über das Allegebiet[1]; daß sie sich dann in den Haffzuflüssen Frisching und Passarge mit Walsch und Liebe fortsetzen und auch der Memel oberhalb Ragnit nicht fehlen.

Betont sei hier nur das durchaus Kontinuierliche und Einheitliche der Erscheinung bis auf den heutigen Tag, das schon beweist, daß von einer direkten Beeinflussung des Terrassenphänomens durch Eisrandlagen gar keine Rede sein kann. Denn auch insofern ist ja vollkommendste Übereinstimmung, als die Abstände der Terrassen nun nicht etwa andere werden, sondern in der gleichen Größenordnung bleiben wie vorher.

Aber warum diese Stufung? Weshalb hat sich das Niveau der Seen und später zunehmend auch jenes der Flüsse, wenn wir schon Niveau-Änderungen annehmen, nicht kontinuierlich in dem meist hebenden Sinne geändert, weshalb diese Pausen im Einschneiden der Flüsse?

Für die Seeterrassenbildung hat man das Periodische des Eisrückzuges als Begründungsversuch herangezogen. Müssen wir jetzt das Eis ausschalten[2]), so haben wir nun nach einer anderen plausiblen Deutung für solche Eigenart zu suchen.

Die Bewegungsrucks

Denkbar sind nur zwei Möglichkeiten: Entweder es haben Klimaschwankungen von derartiger Regelmäßigkeit und Schärfe bestanden, daß sie zu bestimmten trockeneren, langen Zeiten das Flußnetz in dem sich hebenden Land auf gleicher Höhe erhielten, in feuchteren, kurzen Zwischenzeiten aber eindrückten, so daß dementsprechend jeweils auch der Seespiegel ruckartig erniedrigt wurde. Oder es haben Klima-Änderungen dabei nicht die erste Rolle gespielt, sondern die Bewegungen gingen ruckartig vonstatten[3]).

[1]) O. Berninger, l. c.

[2]) Siehe S. 650.

[3]) Die interessanten Ausführungen von W. Penck (»Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse«, Ber. d. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig, math.-phys. Kl., 72, 1920, S. 65—72), daß schon eine Änderung der Geschwindigkeit in der Bodenbewegung allein genüge, um verschiedene Oberflächen mit Knicken hervorzubringen, können ja für unsere Seeterrassen nicht Geltung haben.

Nachglaziale Klima-Änderungen von der hier zu verlangenden Schärfe und Häufigkeit sind weder für den Randbereich des großen nordischen Eises noch für andere Gegenden nachzuweisen. Wir dürfen sie zwar gewiß nicht unterschätzen, und es mag durchaus sein, daß der Ausbau der einen oder anderen Stufe wesentlich einem klimatischen Zustande seine Verwirklichung verdankt. Hier aber kommen sie als allgemeines Prinzip, das von der letzten Vereisung bis in die jüngste Zeit mit im großen ganzen gleichartiger Schärfe fortwirkte, nicht in Frage.

So bleiben Bewegungsrucks übrig.

Wir sind gewohnt, »epirogenetische«, »säkulare« Niveau-Änderunrungen, wie die hier zur Diskussion gestellten, nicht periodisch-rhythmisch, ruckartig, sondern kontinuierlich ablaufen zu sehen. Wir halten das Episodenhafte für durchaus uncharakteristisch dem epirogenetischen, für bezeichnend gerade für »orogenetische« Bewegungen. Wollen wir aber aus dieser, an zahlreichen Beobachtungen gereiften, theoretischen Einstellung heraus nicht zugeben, daß sich unter bestimmten, für die Abbildung von ruckartiger Bewegung besonders geeigneten exogenen Zuständen greifbare Einzelheiten des uns bisher als durchaus allmählich erscheinenden Bewegungsschemas enthüllen?

Wer bisher gefolgt ist, kann m. E. zu gar keiner anderen Folgerung gelangen, der muß der Möglichkeit durchaus zustimmen, daß an bestimmten kritischen Stellen der Erdoberfläche, nämlich dort, wo flache Gegenden trockenen Landes durch geringe Niveauänderungen eine kräftige Überflutung mit erhaltbaren Sedimenten erhalten, solche Abbildung der Bewegungs-Eigenart der Erdhaut stattfindet. In den jüngsten Gebilden der anorganischen Oberfläche ist auch Aussicht, daß wir derartige Abbildung noch im Landschaftsbilde verfolgen können, an den Terrassen der Seen und der Flüsse und, wenn wir nach Skandinavien blicken, auch der Meere. Die vom Tektoniker im allgemeinen nur bearbeiteten älteren Formationen bieten zumeist solche Möglichkeiten nicht. Im marinen Sediment verschwimmen die Pulsationen leicht bis zur Unkenntlichkeit, wenn nicht ganz besondere Umstände eintreten. Aber sogar noch das Eis scheint mir geeignet zur Abbildung kleinster Rucks. Wenigstens kann ich mir keinen anderen Impuls denken, der die so auffallende Girlandenstaffelung hervorrufen könnte, und mir erscheint gerade die Verfolgung dieser Eisrandlagen mit als das beste Mittel, die Ausdehnung der einzelnen Bewegungsimpluse auf der Erdhaut festzustellen.

Die kontinuierliche Tendenz, die sich hier, wie man wohl zunächst annehmen darf, ruckartig auslöst und zur Bewegung führt, ist für Ostpreußen im Nachglazial wesentlich eine solche der Heraushebung. Wir entnehmen das zunächst dem Umstand, daß sich nirgends, auch nicht für die tiefsten Terrassen, eine marine Überflutung zeigt. Diese Hebung ist nur latent kontinuierlich, nur zu bestimmten Zeiten vermag sie durchzudringen und im raschen Erfolg einen bestimmten, innerhalb eng gezogener Grenzen liegenden Betrag zu erreichen.

Wollen wir die quartäre Tektonik Ostpreußens analysieren, so haben wir nun die Aufgabe, die Eigenart dieser in den einzelnen Teilen der Provinz durchaus nicht gleichartig verlaufenden Bewegungs-Tendenzen zu verfolgen. Wir werden erkennen, daß sich dabei positive und negative Großformen entwickelten, daß die Tendenzen nicht zu allen Zeiten gleiche, auch nicht gleich wirksame waren, daß auch Ostpreußen bestimmte Schwächestellen wiederholter und bevorzugter Beweglichkeit besitzt. Als Übersicht für das Folgende möge Figur 1 dienen.



Fig. 1. Schema der Quartärtektonik in Ostpreußen.
Mit Strichelung sind die Gebiete überwiegender Senkung, mit Punktierung jene der Hebung (stärkere Hebung bei engerer Punktierung) angedeutet.

B. Die Positivformen und die Mittel zu ihrer Errichtung

1. Die Kuppel der Elbinger Höhen

Wundervoll wölbt sich unmittelbar am Frischen Haff aufragend das isolierte Massiv der Elbinger oder Trunzer Höhen. Die Hauptfläche des ostpreußischen Quartärs, die Oberkante des oberen Ge-

schiebemergels, mit ihrer auf weite Strecken äußerst ebenen bis nur flach hügeligen Gestalt erhebt sich von allen Seiten aus einer — abgesehen von einem schmalen SO-Teil — rund 40 m hohen Umgebung sehr rasch zu einer beim zentral gelegenen Trunz fast 200 m erreichenden Kuppel. Nur der gegen Norden an das Haff, gegen Westen an die Nogatniederung anschließende Rand fällt ganz scharf auf NN. herab. Die seitliche Benagung durch Pregel- und Weichselurstrom-Erosion wird das wesentliche bei dieser randlichen Kopierung besorgt haben. Sie verstärkte noch das Imposante des Höhenunterschiedes.

Wenn die Elbinger Höhen vom Eise nicht erniedrigt wurden, im Gegenteil sogar aus recht mächtigem Diluvium bestehen, wenn sich auch keine wesentliche Beeinflussung der Anordnung der Eisrandgirlanden durch ihre Wölbung zeigt, so kann diese Wölbung nicht präglazial, auch nicht vor dem letzten Eisvorstoß schon vorhanden gewesen sein. Daß die Kuppel andererseits bereits vor dem letzten Eisrückgang aufgeragt hat, scheint mir aus den an ihrem nordwestlichen Gehänge stark gehäuften Glazialpressungen, Stauchungen, Schollenzerteilungen hervorzugehen. Und wenn dieser breiten, sehr ebenmäßigen Form als Gesamtheit alle Anzeichen für Aufstauung am Eisrande durch den Eisdruck fehlen, so kann es sich nur um eine tektonisch aufgewölbte Kuppel von besonderer Harmonie der Gestalt handeln[1]).

Bestätigt wird das durch die bei Bohrungen festgestellte Höhenlage[2]) des interglazialen (Yoldien-) Tonmergels, der bei Elbing und — wahrscheinlich — Kahlberg auf der Frischen Nehrung tief liegt, in der Kuppel dagegen emporsteigt.

Die Oberkante des Interglazials liegt (vgl. auch S. 677)
in Bohrung Behrendshagen (8 km nordöstl. Elbing) auf + 110 m NN.,
in Bohrung Scharfenberg (südöstlich Cadinen, kalkfreie Sande) auf + 130 m NN.,
in Bohrung neue Gießerei Schichau, Elbing, auf rd. — 10 m NN.,
in Bohrung Straßenbahn Elbing auf rd. — 30 m NN.

Ob zwei weitere Bohrungen den — wie ich vermute — interglazialen Tonmergel, der aber hier keine Fossilien zeigte, sicher antrafen, ist zweifelhaft. Trifft das zu, so liegt seine Oberkante unmittelbar am SW-Rande unserer Kuppel in Hausdorf bei Pr. Mark nach Jentzsch[3]) nicht viel über NN.; am Forsthaus Pröbbernau, nordwestlich auf der Nehrung, bereits bei — 42 m NN.!

Ebenso deuten die im Ostpreußenführer[4]) schon verzeichneten Beobachtungen auf ein Ansteigen der Schichtglieder gegen das Zentrum der Wölbung hin.

---

[1]) In primitiver Weise hat sie 1873 R. Dorr (»Über das Gestaltungsgesetz der Festlandsumrisse und die symmetrische Lage der großen Landmassen«, Liegnitz, bei Th. Kaulfuß), S. 136 ff. auf eine Aufwölbung und Zerspaltung zurückzuführen versucht.

[2]) Nach Schulz (Vortrag auf der Tagung der Deutsch. Geol. Ges. zu Danzig 1924) zeigt auch der Diatomeenbestand dieser Tonmergel keinen arktischen Habitus.

[3]) Dies. Jahrb. f. 1896, S. 40.

[4]) E. Kraus, 1924, bei Gebr. Borntträger, Berlin 1924.

Etwa 125 m ihrer heutigen Höhe über NN. dürfte diese Kuppel der tektonischen Heraushebung verdanken. Anzeichen für ruckweise Hebung kenne ich hier noch nicht. Da sich keine Endmoränen-Beeinflussung zeigt, werden wir die Bewegung wesentlich in die Zeit des Abschmelzens des letzten Eises stellen müssen. Von der Wölbung, die noch subglazial errichtet war, wurde das letzte Eis dann wohl rasch zur Seite gedrängt. Eine besondere Lokalisierung betonter Bewegung ist nicht zu erkennen.

2. Die Wölbungen anderer »isolierter Erhebungen«

Ähnlich wie die Elbinger Höhen erheben sich auch der Stablack, der Rastenburger SW—NO-Zug bis zu den Kucklins-Kallener Bergen, erhebt sich Hochzemaiten vor dem Nordrand des Baltischen Höhenrückens. Überall wölbt sich, im ersteren Fall breiter und gleichmäßiger als im zweitgenannten, die Oberkante des oberen Geschiebemergels aus der Umgebung auf.

Im Stablack liegen die Verhältnisse insofern anders, als er von etwa drei Eisrandgirlanden überstrichen wird, die nach Osten und Westen verschwinden. Ich führte das (im Ostpreußenführer I, S. 94) darauf zurück, daß sich während der Abschmelzzeit die flache Stablackwölbung erhob, und zwar ruckartig so, daß der Eisrand jeweils um den ruckweise geschaffenen Erhebungsbetrag zurückweichen mußte. In dieser Zeit war das Schippenbeiler Becken im Osten noch von einer Eiszunge bedeckt, konnte sich also hier in dem nicht oder weniger bewegten Nachbarfeld, keine Fortsetzung der Girlanden entwickeln.

Wo wirklich bisher Terrassen und Ufermarken genau auf zahlreichere Kilometer hin Schritt für Schritt verfolgt wurden, wie das z. B. an der »Hauptterrasse« der mittleren Alle durch O. Berninger geschehen ist, da zeigen sich die Unverständlichkeiten, wenn wir nachträgliche Niveauänderungen ausschließen wollen. Die genannte, sehr kräftige Flußterrasse hat beispielsweise nur ein äußerst geringes Gefälle, unverständlich ohne Annahme von Niveauverschiebungen am Stablackrande.

Die NW-Flanke des Stablack hebt sich in regelmäßigem Anstieg aus dem Frischen Haff heraus, wie die Bohrungen auf Blatt Bladiau zeigen, wo wir zwischen Wolitta und Wangnieskeim die Unterkante des Diluviums (Miocän) sich auf 2,5 km um rd. 70 m hervorheben sehen. In etwas flacherem Anstieg macht auch der obere Geschiebemergel noch diese Aufbiegung mit, die durch Eis oberflächlich als Wölbung zerstört, nicht aber im ganzen geschaffen sein kann. Wie weit diese Wölbung hier orographisch bereits letztinterglazial bestand, ist nicht anzugeben.

Der Rastenburger Erhebungszug ist noch zu wenig bekannt, um über ihn Vergleichbares sagen zu können.

Das Plateaumassiv von Hochzemaiten (Ostpreußenführer I, S. 99/100), schon im nördlichen Litauen gelegen, möchte ich gleichfalls hier erwähnen und nur darauf hinweisen, daß seine wirrkuppige

Oberfläche auf Toteis-Entwicklung deutet. Eine etwas gewaltsamere Hebung beim Eisrückzug (vgl. das Plateau der Borker Heide, S. 35) hat offenbar hier ein größeres Randstück des Eises der Ernährung beraubt, so daß es unter Bildung richtungsloser Formen abschmolz.

3. Der Samlandblock

Ein tektonisch und morphologisch wohl ausgeprägtes Individuum baut sich in dem Massiv des Samlandes[1]) in die Ostsee vor.

Dieses heute rechteckig umgrenzte Stück wird zwischen Pillau—Geidau—Markehnen—Warnicken im Westen von einer Tiefenlinie in der Kreideoberkante und parallel dazu zwischen Pregelmündung—Beydritten (nördl. Königsberg)—Fritzen—Laptau—Cranz im Osten von einer Hebungszone dieser gleichen Kreideoberfläche durchzogen. Nach A. Jentzsch[2]) und (etwas abgeändert), F. Kaunhowen (l. c., S. 49) ziehen sich anscheinend im Süd-Samland schwache Falten südwest-nordöstlich durch, die in ihrer nördlichen Fortsetzung zuerst gegen Norden, dann gegen Nordnordwesten hin umbiegen. Es handelt sich offenbar um eine Flachfaltung, die weiter westlich im Saxonischen Faltungsfeld kräftiger als hier zur Geltung gekommen ist.

Im Samland erweist sich nun dieses Faltungsfeld durch Längs- und Querbrüche einer wohl wesentlich jüngeren Störungsphase zerhackt. G. Berendt's Grundauffassung[3]) hat sich nämlich entgegen Zaddach 1868 und Runge 1868 durch zahlreiche Feststellungen bei der neuerdings durchgeführten Spezialkartierung als richtig erwiesen. Kaunhowen (l. c.) zeigte an der Lage der Blauen Erde, daß dieser Horizont, aus seiner annähernden Lage in NN. an der Nordküste und im Nordwest-Eck flach gegen Südsüdosten (Nodems-Tierenberg) auf rd. —25 m NN. absinkt, um sich dann aber gegen Fischhausen—Pollwitten wieder auf —12 bis —7 m NN. zu heben. Jedoch liegen im einzelnen zahlreiche Sprünge vor, die durch das Eis nicht entstanden sein können. G. Berendt hatte solche Verwerfungen schematisch zu südwest-nordöstlich streichenden Gräben und Horsten kombiniert, welche Nordwest-Samland durchqueren, und deren tiefster Grabenstreifen (»Hauptmuldenlinie«) von Sorgenau im Südwesten nach Georgenswalde im Nordosten zieht. Fast die gleiche Lage besitzt die Braunkohlenmulde, welche Zaddach für das Miocän annimmt. Alles sinkt gleichzeitig flach gegen Süden nieder.

Diese Sprünge waren nun aber auch noch im Diluvium tektonisch aktiv; es führte nicht etwa nur das Eis derartige sekundäre Verschiebungen aus. Eine regionale Betrachtung soll das näher klarlegen.

---

[1]) Grundlage für seine Kenntnis ist heute neben der Spezialkarte der Preuß. Geol. Landesanstalt die ausgezeichnete Darstellung von Fr. Kaunhowen: »Der Bernstein in Ostpreußen.« Dies. Jahrb. f. 1913, II, Bd. 34, S. 1—80. Berlin 1915.

[2]) A. Jentzsch, »Der tiefere Untergrund Königsbergs«. Ebenda f. 1899, S. 1—172.

[3]) G. Berendt, »Erläuterungen zur Geologischen Karte des Westsamlandes.« Phys.-Ökon. Ges., Königsberg, 7, 1866, S. 131. Mit Karte.

Die einzelnen Störungen

Der Dirschkeimer Graben. Für den Dirschkeimer Sand des nordwestlichen Samlandes macht es die Steilheit seiner Grenzflächen, die Mächtigkeit seiner gleichartig feinsandigen Bildung wahrscheinlich, daß die früher weiter ausgedehnte Masse nur dort vor der späteren Abräumung durch die mächtigen Wirkungen des zweiten, den »unteren« ∂m_2 bringenden Inlandeisvormarsches verschont blieb, wo sie vorher tektonisch versenkt wurde. Die Westbegrenzung des Sandes verläuft von der alten Rosenorter Bernsteingrube (unweit Brüsterort) nach Südsüdwesten über den Gr. Dirschkeimer (Kaddig-) Haken (vgl. Fig. 2) in die See; die Ostgrenze zieht gleichlaufend von Gr. Dirschkeim über die Störung südwestl. Kreislacken hinaus. Es liegt somit im großen ganzen bei Gr. Dirschkeim ein schmaler Grabenstreifen vor, dessen Rand und Inhalt wir kurz kennen zu lernen haben.



Fig. 2. Bruchbildung an der Küste des nordwestlichen Samlandes. 1 : 100000.

Der südliche der beiden Galgenberge am Ausgang der Dirschkeimer Schlucht zeigt einen senkrechten Kontakt von steil S-förmig aufgestautem Geschiebemergel (im Norden) gegen wagrecht liegende, nur wenig aufgeschleppte Dirschkeimer Sande (im Süden). Es ist undenkbar, daß sich der Sand in senkrechter Wand hätte auch nur kürzeste Zeit halten können, bevor der Geschiebemergel heranpressend ihn gestützt hat. Es kann sich nur um einen subglazial gebildeten Kontakt handeln. Die ruhige Lagerung des Dirschkeimer Sandes, die enorme Stauung des Geschiebemergels daneben möchte ich nun nicht als einfaches Eingraben des Eises mit Moräne auf senkrecht begrenzten Ausfurchungsgräben auffassen, sondern nur so, daß während des Aufreißens der Spalte (durch tektonische Wirkung) gleichzeitig subglazial die Moräne vom Eis in den entstehenden Graben hereingeschoben worden ist. Zusammen mit dem ähnlich beschaffenen Nordrand des Geschiebemergels im Dirschkeimer Tal würde das demnach einen ∂m-erfüllten Graben ergeben, der etwa mit WSW—ONO-Streichen den Sand des größeren Dirschkeimer Grabens quer durchsetzt. Dieser ∂m-Streifen im Dirschkeimer Sand ist in Fig. 2 nicht gezeichnet.

Die Ostseite des Dirschkeimer Grabens treffen wir im Dirschkeimer Tal. 250 m östlich des Strandes kann man da und dort am Gehänge bemerken, daß der Dirschkeimer Sand kiesig und steinig wird. Gleich darauf, gerade unterhalb vom Gutshof, wird er abgeschnitten durch eine mit rd. 35° nach Westen einfallende Störungsfläche[1]). Östlich, jenseits davon, liegt horizontal und nur von kleinen Staffelbrüchen durchsetzt, die Braunkohlenformation; westlich sind die diluvialen Schichten an der Störung geschleppt. Wo die Talsohle versumpft ist, folgt unter dem sandigen Miocän toniger, unteroligocäner Grünsand (Wasserträger!). Talabwärts, wo die Störung den durchlässigen Grand und Sand des Grabens beginnen läßt, verschwindet das Wasser. 2 Bohrungen 10 bzw. 30 m auf der Talsohle unterhalb der Störung niedergebracht, erreichten in 13, bzw. 27 m Tiefe die Störungsfläche und mit ihr die Bernsteinformation wieder. Wir finden hier zwar ein ziemlich flaches Einfallen der Störungsfläche, die aber zu scharf ist und zu beträchtlich geneigt, als daß sie als einfacher ehemaliger Talrand gedeutet werden könnte. Andererseits beweist das randlich an der Störung im Diluvium erscheinende Geröll, das sich ja auch auf der Grabensohle fortsetzt und nicht direkt mit der Verwerfung zusammenhängen kann, daß während der Einsenkung des Grabens zunächst und randlich eine kräftige Wasserspülung nach der Senke hin geherrscht haben muß. Als gewöhnlicher Schutt an dem tertiären Gehänge kann der diluviale Kies nicht aufgefaßt werden und für bloße Sackungen im Diluvialsand, die für die kräftigen An-

[1]) E. Meyer, gibt in seiner Arbeit »Die Störungen im nordwestlichen Samland auf Blatt Gr.-Dirschkeim«, dies. Jahrb. Bd. 35, II, S. 93 f. eine eingehende Beschreibung der Lagerung auf Grund von Aufgrabungen und Bohrungen. Vergl. auch das Profil auf Blatt Gr.-Dirschkeim und auf S. 78 der zugehörigen Erläuterung.

zeichen des Absinkens verantwortlich gemacht werden könnten, fehlen alle plausiblen Anhaltspunkte.

Der Kontakt auf der Westseite des Dirschkeimer Grabens ist am Kaddighaken (2 km von Brüsterort) verrutscht. Es stößt hier wagrecht gelagertes Oligocän (im Westen) an den diluvialen Dirschkeimer Sand (im Osten). Eine Aufgrabung der Preuß. Geol. Landesanstalt 1911 und die Beobachtungen E. Meyer's nach der Sturmflut 1914 zeigten, daß die abgesunkenen, etwas muldenförmigen Sande bis 30 und 40° geschleppt sind, und daß hier an steil östlich geneigter Verwerfung mit 80° nach Ostsüdosten einfallende Tertiärbänke als Staffelschollen eingeklemmt sind.

Am Teufelstein und an der Rinne dort sehen wir gleichfalls den Grabenkontakt wieder. Das Tertiär ist hier deutlich am Geschiebemergel glazial stark aufgewölbt (Oligocän bis 24 m NN.), ein Zeichen dafür, daß auch dieser Kontakt im unmittelbaren Zusammenhang mit der Bruchbildung entstanden ist.

Nördlich der Gr. Kreislacker Schlucht, kurz (46 m) vor dem Ende des am Kliff ausstreichenden Dirschkeimer Sandes am Strand hat eine sehr dankenswerte Orientierungsbohrung durch die Königsberger Brunnenfirma Bieske im Jahre 1912/13 bis in 95 m Tiefe unter NN. gezeigt, daß der Dirschkeimer Sand hier 70 m mächtig ist und noch 43,4 m unter Tage herabreicht. Er liegt auch hier auf gröberem Kiessand (39,1 m), dem mit 6,2 m diluvial aufgearbeiteter Grünerdemergel der Kreide mit Phosphorit folgt. Tertiär fehlt hier ganz. Dabei reicht dieses nur 50 m südlich entfernt in wagrechter Lagerung bis zu 25 m NN. empor, wie man sich beim Weitergehen überzeugen kann. Darüber nichts von Dirschkeimer Sand, nur die allgemeine ∂m-Decke!

Die steile Grenzfläche, welche 150 m nördlich der »Großen Kreislacker Schlucht« (1 km südsüdwestl. Kreislacken) Tertiär von Diluvium trennt, ist meist recht gut aufgeschlossen. Links (Norden) bildet der i. a. wagerechte Dirschkeimer Sand unter dem oberen ∂m bis 18 m Höhe das ganze Kliff, zeigt sich aber gegen die Störung hin tief ausgewaschen, und in der Rinne liegen jüngere Kies-, Sand- und Mergellagen. Das gesamte Diluvium ist an der Störungsfläche deutlich aufwärts geschleppt und in kleinen Staffelbrüchen verworfen. Rechts stößt wagerecht liegendes Tertiär bis 28 m NN. daran, das an der Grenzfläche in Staffeln nach abwärts geschleppt ist. Beiderseits gleichmäßig darauf die ∂m-Decke (4 m). Die Störungsfläche selbst ist mit 70—82° nach Norden geneigt bei Streichen WSW—ONO.

Das ist unter keinen Umständen der Rand einer Talrinne; mit so steiler Böschung halten sich so lockere Materialien wie die tertiären nicht. Möchte man mit Tornquist und anscheinend auch mit E. Meyer annehmen, daß ein solcher Talrand durch »Zusammensacken« des Dirschkeimer Sandes sekundär durch kleine Rutschbrüche zu einer Pseudoverwerfung wurde, so steht dem einerseits entgegen, daß man gar nicht wüßte, wodurch dieser Sand zu solchen, gerade an seiner Grenzfläche gehäuften Rutschungen kommen

sollte. Andererseits müßte man noch die sehr viel flacher durchschneidende normale Rinnenböschung von einst finden; von einer solchen fehlt jede Spur. Es handelt sich vielmehr offenbar — abgesehen von einer Erosionsrinne, in der das Tertiär bis auf die Kreide ausgefegt wurde, — um eine sehr beträchtliche Verwerfung. Deren vermutliche Sprunghöhe bemißt sich aus der heutigen Höhendifferenz der Kreide-Oberkante zu beiden Seiten der Störung. Nördlich davon ist die Kreide in —88,7 m NN. erbohrt, südlich liegt sie in nur rd. —52 m NN., was sich aus der auf bis 60 m zu veranschlagenden Mächtigkeit der Bernsteinformation (Oberkante +8 m NN.) ergibt. Danach liegt die nördliche Scholle rd. 35 m höher als die südliche (wobei wir die Möglichkeit verschiedener Kreidehorizonte an der Kreideoberfläche nicht berücksichtigen).

Ganz anderen Charakter als diese NNO—SSW- bzw. ONO—WSW-streichenden Brüche haben jene meridionalen, die am Marscheiter Amtswinkel und am Hubnicker Berg vorliegen. Sie zeigen ein anderes Verhältnis der Zeit der tektonischen Störungen zu jener der Heranpressung des älteren ∂m. Dirschkeimer Sande und älterer ∂m sind hier schon durch den verwickelten Kontakt glazialer Stauchungen engstens verbunden als die tektonischen Störungen diesen Gesamtkomplex in das wagerecht gebliebene, weil vorher tief gelegene Tertiär einsenken. Das ist also anders als an den Rändern des Dirschkeimer Grabens am Kaddighaken und in der Schlucht.

Die Aufschlüsse am Marscheiter Amtswinkel sind leider vielfach verrutscht und teilweise unklar. Sicher dürfte aber sein, daß das hier horstartig in das Diluvium aufragende, i. a. wagerechte Tertiär (ein etwas verkranteter Sockel von unteroligocänen Grünsanden, darüber Sand und Letten der Braunkohlenformation; 250 m lang) landeinwärts (Osten) durch eine schaufelartig gebogene Störungsfläche abgeschnitten wird. Die Fläche neigt sich nach Meyer oben steil gegen die See, um dann weiter unten mit 45° gegen das Land einzufallen. Sie ist scharf; gequetschter Grand und ∂m setzen an ihr ab und im Gegensatz dazu ist das Tertiär glazial nicht verbogen. Das dürfte für die Annahme einer erst nach der glazialen Stauchung erfolgten N—S-Verwerfung ausschlaggebend sein.

Die andere meridionale Störung treffen wir 1,3 km südlich der Gr. Kreislacker Schlucht am Hubnicker Berg. Hier erhebt sich der oligocäne Untergrund, der auch hier horstartig wie eine Mauer neben dem Miocän steht, das landeinwärts dahinter folgt (vergl. die Profildarstellung Meyer's im Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1914, **35**, II, S. 80). Auf einer dem Ufer gleichlaufenden, NNO- bis N-streichenden und 84° gegen das Land einfallenden Verwerfungsspalte erscheint jenseits das Miocän um 5 m abgesenkt, ebenso wie auch z. B. das Niveau der Blauen Erde.

Vergleichen wir nun die verschiedenen Störungen an der Samlandküste miteinander, so fallen Abweichungen und Übereinstimmungen auf. Nach der Skizze, Fig. 2, ordnen sich diese Störungen schon durch die Himmelsrichtung, in der sie verlaufen, in 2 Gruppen: die einen, welche den Dirschkeimer Graben begrenzen, gehen wesent-

lich SSW—NNO; zu ihnen ist die WSW—ONO gerichtete Spalte am Galgenberg und an der Gr. Kreislacker Schlucht zu rechnen. Die anderen beiden laufen nahezu N—S.

Auch ihrem Alter[1]) nach dürften diese beiden Gruppen zu unterscheiden sein, denn wir bemerkten, daß Erosion, Tektonik und Ausfüllung des Dirschkeimer Grabens als ineinandergreifend und daher als im Großen ganzen gleichzeitig anzusehen sind. Die Periode der starken Glazialpressungen steht im engsten zeitlichen Zusammenhang mit einer tektonischen Bewegungsaktion, dürfte wohl durch letztere überhaupt angeregt und bedingt sein. Das Gleiche: gewisse Gleichzeitigkeit der vermutlich primär tektonisch durch Versenkung angeregten Rinnenausfegung, der Versenkung und Ausfüllung (hier bereits teilweise unter Mitwirkung starker Stauchungen) erkannten wir an der Störung südwestlich Kreislacken und am Galgenberg. Erstere kann trotz ihres mehr östlichen Streichens als Fortsetzung des südöstlichen Grabenrandes von Gr. Dirschkeim gelten.

Demgegenüber zeigt die meridionale Gruppe ein jüngeres Alter. Am Marscheiter Amtswinkel und am Hubnicker Berg setzte die Bewegung auf den nach Osten absenkenden Verwerfungen erst wesentlich nach der Periode der großen glazialen Stauchungen ein. Nur der Westkontakt am Teufelstein ist schon älter; sonst zeigt sich das Tertiär im Störungsbereich nicht gestaucht. Es muß demnach jene Bewegung, welche die SSW—NNO-Störungen aufriß, der großen Eisstauung unmittelbar vorangegangen oder ihr gleichzeitig gewesen, jene mit S—N-Bruchbildung dieser in der Hauptsache nachgefolgt sein.

Die letzteren haben den heutigen Küstenverlauf auch sichtlich mehr bestimmt, als erstere, und noch 3—4 km westlich in der Ostsee scheint ein Parallelbruch in S—N zu verlaufen: Der Boden senkt sich da plötzlich von —20 m auf —23 bis —30 m nieder; jenseits Schlickboden, wohl Geschiebemergel, diesseits Sand, der aber allerdings vielleicht nur das Ende des der Küste entlang treibenden Sandes ist.

Das Gesamtbild

Solche Struktur des Untergrundes, die gegen SSO unter tieferes Diluvium untersinkt, möchte ich mit einem Auftauchen der Samlandscholle in Zusammenhang bringen, das im Norden kräftiger war als im Süden. Es ist sehr naheliegend mit derartigem, letztem Auftauchen auch jene Zeit in Verbindung zu bringen, welche die gewaltigen Eisstauungen am Samland-Nordrand entstehen ließ. Ich halte es für wahrscheinlich, daß der Samlandblock sich noch unter dem Eise hervorhob und zwar zunächst unter Aufreißen südwest-nordöstlicher (Dirschkeimer Graben!), vielleicht auch west-östlicher Sprünge, die es ihm ermöglichten, sich im NNW kräftiger zu heben als im SSO. Die auftauchende Bruchkante wurde in ganz besonderem Maße von dem Eis, das sich an sie stemmte, zu jenen prächtigen Stauchungs-

[1]) Vergl. W. Soergel, Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 5, Berlin 1923, S. 258.

und Schollenbildern umgeformt, die wir heute an der Nordküste sehen. Erst etwas später löste sich dann die steigende Samlandplatte auch von ihrer westlichen Nachbarschaft auf wesentlich meridionalen Brüchen ab, in einer Zeit, in der das Eis im wesentlichen schon nach Norden zurückgeschmolzen war.

Daß dieser Hebungsvorgang aber nicht während der letzten, sondern während der vorletzten Eisbedeckung eintrat, das scheint mir daraus hervorzugehen, daß sich der oberste Geschiebemergel ruhig über alles Gestörte weggelegt hat, während der nächst tiefere .ɔm Träger jener außerordentlicher Stauchungserscheinungen ist.

Schon vorher muß jedoch eine beträchtliche Hebungstendenz das Krustenstück »Samland« beherrscht haben; das zeigt sich in der auffallend geringen Mächtigkeit (25—60 m, Durchschnitt 40 m) des hier abgelagerten Diluviums. Die Gleichmäßigkeit jener älteren Tendenz ergibt sich aber daraus, daß trotz dieser Verkümmerung doch, wie anderwärts, alle drei Geschiebemergel mit zwischengelagerten Sanden entwickelt sind. Erst in der Abschmelzzeit des vorletzten Eises wurde jene gewaltsame Schollenaufkippung erzielt; die dann folgende Beruhigung der hier ausgelösten Bewegung gegen Ende der letzten Vereisung ersieht man auch aus der Regelmäßigkeit des Schwunges der Eisrandgirlanden, die nichts von einer Plateaulage und einer etwa isolierten Toteisscholle verrät.

Daß jedoch die Hebungstendenz insgesamt fortging oder neu wiedergekehrt war als sich das letzte Eis zum Abschied rüstete, das darf man vielleicht aus dem ruckartigen Zurückgehen des Eises im westlichen Samland entnehmen, welches die gleichartige Bewegung wie im Stablack anzeigt, und an dem das eisbedeckte Land im Osten von Stablack-Alkgebirge nicht teil hatte. Jedenfalls schließt diese ruckartige Heraushebung, wie wir an den zahlreichen Seeterrassen des Samlandes S. 657 erkennen konnten, an diese Zeit an und setzt sich noch tief ins Alluvium hinein fort. Wie weit in dieser letzten Zeit der deutlichen Ruckbewegungen auf eine ungleichartigere Bewegungsfolge eine solche der Bewegung des Gesamtblockes folgte, ist noch weiter zu klären.

Von allen Beobachtern wird darauf hingewiesen, daß auch der Verlauf der meisten Fließe im Samland mit tektonischen Dingen zusammenhinge. M. E. könnten sich aber diese Richtungen durch die diluviale Decke hindurch nur in dem Falle für den Wasserabfluß maßgebend erweisen, wenn sie posthum wenigstens schwach realisiert wurden.

Neben den Flußrichtungen halte ich auch den Krant für geeignet Niveauänderungen aufzuweisen. Soweit man sehen kann, handelt es sich bei ihm um eine örtlich modifizierte, typische Eiserbildung, um die Eisenhydratausscheidung an der Oberkante von Grundwasser[1])

[1]) Die Verkrantung hat zu einer Zeit eingesetzt, in der das unter dem Grundwasserspiegel gelegene Fossilmaterial, das wir heute sonst nur noch im Schutz der Ton- und Phosphoritknollen finden, noch erhalten war. Es konnte daher durch den Krant noch abgebildet werden. Als dann die weitere Diagenese alles Fossile allmählich auflöste, blieb es im Krant wenigstens als Steinkern oder als Abdruck erhalten, wie beispielsweise die *Ostrea ventilabrum*.

(vgl. Ostpreußenführer II, S. 120). Er liegt nicht etwa nur an der Samlandküste; fast alle ostpreußischen Flußeinschnitte zeigen an ihren Gehängen im Sand oder auf Geschiebemergel eine verrostete Fläche ausstreichen. Wenn sie, wie man wohl unbedingt annehmen muß, einmal Grundwasseroberfläche war[1]), so kann ihre heutige Lage über diesem auf eine Senkung des Spiegels schließen lassen; und wenn sie in ganz schwachem Auf und Nieder in gleichartigen Sanden auf Km-Erstreckung da und dort Wölbungen und Senkungen erkennen läßt, so dürfen wir das i. a. nicht auf früher gewölbten Wasserspiegel zurückführen, sondern auf ganz schwache Verbiegungen während stattgehabter Niveauänderung. Für mich sind diese Rosthorizonte, soweit sie konstant durchverfolgt werden können, nichts anderes als die im Gestein gegebene Abbildung von ruckartigen Bodenbewegungen, wie sie unsere Terrassen von Seen und Flüssen, wie sie unsere Endmoränenstaffeln an der Erdoberfläche sind.

Wenn wir daher eine derart ganz schwache Wölbung im Krant der Samlandnordküste (zwischen Kleinkuhren und östl. von Zipfelberg) erkennen, so sehen wir m. E. damit geradezu den Betrag, um den sich das Land aus NN., nicht in allen Teilen genau gleichmäßig, gelegentlich des letzten Bewegungsruckes herausgehoben hat[2]).

Überblick

Überblicken wir nochmals die reiche tektonische Geschichte des Samlandblockes, so haben wir hier, in dem besonders gut bekannten und besonders nahe der Erdoberfläche liegenden Untergrundstück wohl den Typus dessen vor uns, das auch sonst in weiten Teilen der Provinz den Untergrund beherrscht.

Nicht unbeteiligt blieb unser Gebiet in der jungkretazischen oder alttertiären Faltungszeit an der Saxonischen Bewegung: eine mit um N—S herum pendelndem Generalstreichen ausgeprägte Flachfaltung ist das erste, was wir sehen. Dann folgt eine Zeit der Zerstückelung, die wohl schon das Miocän mitergriff und wesentlich südwest-nordöstliche Graben- und Horststreifen schuf. Die allgemeine Hebungstendenz, welche das Schelfgebiet der Oberkreide und des Alttertiärs im Miocän über NN. hob, hielt im Samland weiterhin an durch das gesamte Diluvium[4]). Kurz vor Ende der vorletzten Vereisung erreicht sie einen großen Erfolg: schon vorher einmal bewegte Brüche oder z. T. auch neue, in SW—NO bis O—W streichend, ermöglichten ein plötzliches Aufkippen der Hebungsplatte und nach Rückgang des vorletzten Eises wurde durch Aufreißen meridionaler Brüche die Isolierung des Blockes gegen Westen gestattet. Die exo-

[1]) Vergl. Ostpr.-Führer, II, 120.

[2]) Der Austritt der heutigen Quellen namentlich am Grunde der Flußgehänge im Diluvium, mit ihrer noch heute stark fortgehenden Rostausscheidung gibt ein sehr vergleichbares Analogon zu den aber viel niveaukonstanteren Grundwasser-Eisern.

[3]) Ich kann diesen Gesichtspunkt, wie so vieles andere, hier nur als Programm, als ein gewiß nicht undankbares Programm für künftige Arbeiten aussprechen.

[4]) Wir finden also hier keine Senkungen in glazialen Zeiten, wie sie W. Soergel (a. a. O.) allgemein annimmt.

genen Kräfte haben bald wieder das Relief so weit ausgeglichen, daß nach ruhiger Sandaufschüttung auch das letzte Eis wesentlich ruhig hinüberschritt und einen, allerdings sehr wenig mächtigen Geschiebemergel als Zeichen dafür auflegte, daß hier noch keineswegs eine Senkungstendenz eingetreten ist. Vielmehr setzt sich die Hebungstendenz in besonderem Maße, und zwar, wie die samländische Terrassentreppe sehr gut erkennen läßt, nach dem letzten Eisabtau ruckartig fort, hinein bis in die heutige Zeit.

4. Der Baltische Höhenrücken

Vergleichen wir den im Nordwesten aufgekippten Samlandblock mit der Platte des Baltischen Höhenrückens, soweit wir deren Bewegungen bereits aus dem Terrassenphänomen kennen, so erscheint uns das Samland als ein ankündigender Vorposten, nicht anders als ein kleines Modell der großen, gleichfalls an seinem Nordrand aufgekippten baltischen Randplatte im Süden. Wir betrachten ihre Besonderheiten.

Die Mächtigkeit und Höhenlage tieferer Schichtglieder des Diluviums

Über die Geschichte der Bodenbewegungen erhalten wir durch die Beobachtung der Mächtigkeitsunterschiede im Großen, wie sie uns die Bohrprofile angeben, deshalb Auskunft, weil es auch dem Eis nicht möglich ist in beliebiger Höhenlage zu arbeiten, ohne daß sich das Ergebnis dieser Arbeit sehr beträchtlich verändert. Wohl hat das Eis in dieser Richtung etwas mehr Möglichkeiten als das Wasser, aber die Tatsachen, daß die Eisrandarbeit sehr stark in Beziehung steht zu dem von der Höhenlage weitgehend abhängigen Schmelzwasser, daß jede Aufragung stauend, die Eisbewegung störend und modifizierend wirkt, und daß wir normaler Weise ebene Grundmoränen-Landschaften, also -Ausbreitungen haben, zeigen, daß Zahl und Umfang der Möglichkeiten keine große sein können. Innerhalb gewisser Grenzen dürfen wir demnach auch aus größeren Mächtigkeitsunterschieden des Diluviums, auch u. U. des Geschiebemergels, auf Störungen der Ablagerungsbedingungen von Ort zu Ort oder auch im Profil schließen. Und wenn diese Störungen nicht mit nachweisbaren Aufragungen, Stauungen zusammenhängen, so müssen sie in Bodenbewegungen ihren Grund haben.

Oder sind da etwa zeitliche Unterschiede in der verschiedenen Dauer der Eisbedeckung in erster Linie ausschlaggebend?

Wir sehen, daß der letzte Eisvorstoß, der offenbar bis an den Südrand des Baltischen Höhenrückens ging, und der nach längerem Verweilen mit sehr zahlreichen Rückzugsstillständen abschmolz, trotz seines gewiß beträchtlich langen Verweilens in der Provinz nur eine Grundmoränendecke hereinlegte von verhältnismäßig recht geringer, vom Samland (15 m) bis nach Masuren (ca. 2 m) abnehmender Mächtigkeit. Es sind sehr viel mächtigere Geschiebemergeldecken durch die Bohrungen in der Provinz bekannt geworden. Sie entstammen der

Zeit, in der das Inlandeis durch Polen bis gegen die Karpathen zu seine Randlagen hatte. Die größere Entfernung kann dabei nicht Maß für die längere Zeit der Eisbedeckung und diese nicht Maßstab für die größere Mächtigkeit des Geschiebemergels sein. Denn je entfernter der Eisrand im Süden, desto mehr kam Ostpreußen in den zentralen Abtragungsbereich der großen nordischen Eiskalotte. Übrigens ist auch der Entfernungsunterschied nicht allzu groß. Er beträgt rd. 400 km: vom Eiszentrum bis zur Mitte Ostpreußens etwa 1100 km, bis zum Karpathenrand etwa 1500 km. — Die große Zeitdauer der Vereisung an sich kann gleichfalls nicht der Grund der so sehr viel größeren ∂m-Mächtigkeit in Bohrprofilen sein. Denn an keiner Stelle haben wir die bestimmten Anzeichen für eine ungewöhnlich lange Stillstandszeit des Eises vor seinem baltischen Vorstoß. Derartiges müßte sich ja in Polen in besonders mächtigen Eisrandaufschüttungen abgebildet haben, die aber fehlen. Harbort's Ansicht (Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, II, S. 105), daß das lange (m. E. nicht bewiesene) Verweilen des Eisrandes im jüngsten Glazial die großen Mächtigkeiten auch der tieferen Diluvialschichten (die jüngsten sind ganz wenig mächtig!) begründe, muß ich für abwegig halten.

Es bleibt somit doch als beste Erklärung für jene Mächtigkeitsunterschiede[1]) jene übrig, welche in mehr oder weniger beträchtlichem Einsinken des Erdkrustenteils während der Eisbelastung den Hauptgrund für große Mächtigkeitsunterschiede der Moränen sieht. Damit kommen wir aber auf ähnliche Gesichtspunkte, wie sie m. m. für die großen Mächtigkeitsunterschiede mariner Sedimente gelten: unter gleichbleibenden Tiefen- und Absatzverhältnissen strebt auch hier die Akkumulation einem bestimmten Endstadium zu, über das hinaus keine weitere Sedimentation gleicher Art mehr stattfinden kann. Erst neue Reliefverstärkung schafft neue Aufnahmefähigkeit.

Tornquist hatte sich die sehr gesteigerte Mächtigkeit des Diluviums im Baltischen Höhenrücken damit zu erklären versucht, daß sich das Eis hier eben an dem Nordrande des »Polnischen Sockels« gestaut habe. Abgesehen davon, daß ein von ihm angenommener Sockelrand erst an der Südgrenze der Provinz doch nicht verstehen läßt, weshalb sich dann noch unmittelbar nördlich davon die große Depression des Sandurgebietes entwickeln konnte, der Moränenstau also noch weiter nördlich stattfand, wissen wir heute nach der Zusammenstellung der in Polen niedergebrachten Bohrungen durch J. Lewinski und J. Samsonowicz[2]), daß gar kein »polnischer Sockel« an der von Tornquist vermuteten Stelle existiert. Das Ansteigen der Unterkante des Diluviums erfolgt erst sehr viel weiter im Süden, erst an der Weichsel bei Warschau, kann also keineswegs die Schich-

[1]) Die allerdings an manchen Orten durch direkte Übereinanderlagerung von zwei verschiedenaltrigen Grundmoränen nur vorgetäuscht sein wird.

[2]) »Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nordeuropäischen Flachlandes«. Arbeiten d. Soc. sc. Warschau, III. Kl., Nr. 31, 1918.

ten des Baltischen Höhenrückens in der angenommenen Weise beeinflußt haben. Wenn diese aber zu ganz besonderer Mächtigkeit anschwellen, so kann dies seinen Grund offenbar[1]) nur in einer durch das Diluvium hindurch wiederholten Senkung in diesem Bereiche haben.

Die große ostpreußisch-masurische Einsenkung war — nach den Mächtigkeiten des Oligocäns — bereits während der Unteroligocänzeit in Senkung begriffen, verstärkte sich dann und wurde im Miocän ausgefüllt. Im Pliocän finden wir die südlicheren Teile als Beckengebiet. Für das Diluvium wollen Lewinski und Samsonowicz keine tektonische Senkung mehr zugeben, sie möchten vielmehr nur dem Eis die starke Wiederausräumung der Mulde und nur ihm die Möglichkeit zuschreiben, gerade hier auch besonders viel Diluvium niederzulegen. Es fällt ihnen nicht auf, daß man nicht verstärkte Abtragung und Ablagerung mit der gleichen Hauptwirkung begründen kann! Die gesteigerten Mächtigkeiten können m. E. nur durch ein Fortgehen der glazialen und periglazialen Aktionen, die in summa in unserem vom nordischen Eiszentrum fern gelegenen Gebiet schon akkumulierend wirkten, unter einer mit Unterbrechung fortschreitenden Senkung erklärt werden. Die Oligocän-Miocän-Senkung geht im Diluvium unregelmäßig fort. Wenn die beiden genannten Autoren (l. c., S. 148) aus den Differenzen in den Höhenlagen von Kreide und Tertiär einen Gegengrund ableiten wollen, so projizieren sie die verschiedenartigen Bewegungs- und Abtragungseffekte langer Zeitabschnitte unzulässiger Weise auf eine einzige Bildebene und erhalten so Verwirrung.

Andererseits spricht schon der von Tornquist betonte Unterschied zwischen den »Sockel«- und den »Senken«-Gebieten, daß nämlich in ersteren weit überwiegend Fluvioglazial, in letzteren mehr Grundmoräne niedergelegt wurde, gegen seine eigene Annahme einer starren Beibehaltung des subdiluvialen Reliefs. Nur in dauernd oder häufig die gleiche Hebungs- bezw. Senkungstendenz zeigenden Räumen würde es ja wohl möglich sein, daß sich solche Facieskontraste zur Geltung bringen. Wäre der Höhenunterschied geblieben, bezw. so gewesen, wie ihn heute die Bohrungen melden, so dürften nur die tiefsten Ablagerungen einen solchen Kontrast zeigen. Außerdem wäre das Gletschereis in seiner Stromrichtung viel gleichmäßiger geführt worden durch dieses Relief, als das Tornquist nachweisen zu können glaubte. Dieser »Nachweis« scheint mir übrigens im Sinne seines Autors mißglückt zu sein, denn er bezieht sich auf die Endmoränenentwicklung der allerjüngsten Eisrandgirlanden, also auf Eiswirkungen in Niveaus des Diluvialprofils, welche schon beträchtlich über den Sockel- bezw. Muldenformen des Untergrundes liegen. Weil diese längst abgetragen bezw. ausgefüllt, zugedeckt gewesen sein mußten, kann von einem so späten Einfluß derselben auf die letzten

[1]) Die subdiluviale preußisch-masurische Niederung ist fast rechteckig umgrenzt und in ihrem ganzen, gegenüber dem Baltischen Höhenrücken viel ausgedehnteren Bereich derart mächtig von Diluvium erfüllt bis an die Weichsel hin. Vgl. Fig. 4.

Eisfließrichtungen nicht mehr die Rede sein. Wohl aber dann, wenn wir die mehr oder weniger unterbrochene Fortdauer der Hebungs- und Senkungstendenzen annehmen, die sich uns als solche in der heutigen Höhenlage der Unterkante des Diluviums aussprechen.

Teile unserer großen Senke sind von der Weichselniederung her vorübergehend östlich bis über Bartenstein und Friedland hinaus vom Diluvialmeer erfüllt worden[1]), d. h. diese Teile haben sich vorübergehend auch in der Reliefgestaltung ebenso wieder ausgeprägt wie im Oligocän. Das hat jedoch nur Teile betroffen, deckt sich keineswegs mit dem Verlauf des heutigen Höhenrückens. Immerhin ist die durch das Hereinfluten des diluvialen Meeres gekennzeichnete Senkungstendenz wenigstens für Teilgebiete unseres Höhenrückens von um so größerer Bedeutung, als diese Ingression sich trotz beträchtlicher Eindeckung mit Sediment offenbar mehrmals wiederholt hat.

Wie schon Tornau[2]) sehr richtig auseinandersetzte, ist man ja keineswegs berechtigt, deswegen, weil an der Weichsel unter einem Lager mit nichtarktischen Diluvialconchylien teilweise kein Geschiebemergel mehr liegt (Maas), nun alles derartige, marine Diluvium, das aufgefunden wird, ins Präglazial zu stellen. Wir haben vielmehr wahrscheinlich im Interglazial I und sicher im Interglazial II in unserer Weichselbucht einen Meeresarm gehabt, teils des warmen, teils des kalten Klimas. Dabei sind die sandig-tonigen Ablagerungen von ganz ungewöhnlicher Mächtigkeit im ganzen Bereich der Weichselsenke und der Elbinger Höhen; ∂m tritt dagegen sehr zurück. Es muß deshalb diese Senkungstendenz gerade auch während der Abwesenheit des Eises durch lange Zeit geherrscht haben, sonst wäre nicht denkbar, daß sich Yoldientonmergel von fast 60 m oder eine Interglazial II-Serie von mindestens 93 m (Bohrung der Geol. Landesanstalt am Gut Hohenhaff) hat bilden können.

Somit zeigen uns neben der Ausbildung des Diluviums auch die gesteigerten Mächtigkeiten, daß in der großen preußisch-masurischen Senke, welche die Unterkante des Diluviums heute noch bildet, so daß sie 50 bis unter 100 m unter NN. herabreicht, während des Diluviums starke, wiederholte und andauernde Einsenkungen vor sich gegangen sind. Diese Einsenkungen haben jedoch nicht etwa das Gesamtgebiet gleichmäßig betroffen, vielmehr erweisen die geringen Diluvialmächtigkeiten im Nordosten der Provinz gegenüber jenen im Baltischen Höhenrücken und in der Weichselsenke eine beträchtliche Stabilität des Nordens, und für den Samlandblock haben wir bereits das Umgekehrte, eine beharrliche Hebungstendenz demgegenüber festgestellt. Sie spricht sich noch in der Schwelle aus, welche von dem Rücken westlich Cranz östlich über Labiau, Mehlauken, Ragnit verläuft. Die

[1]) A. Tornquist, »Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaziallandschaft«. N. Jahrb. f. Min. usw. 1910, I, S. 39. — v. Linstow, »Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland«. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 87, Berlin 1922, Taf. 12.

[2]) Tornau, »Über einige neue Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreußen«. Dies. Jahrb. f. 1910, I, Bd. 31, S. 310. Berlin 1913.

Höhenlagen der Unterkante des Diluviums sind hier bezw. über 0 m, — 9 m, — 29 m, — 13 m, über 0 m NN. Nördlich und südlich sinken die Abhänge dieser Schwelle unter — 50 m NN. herab (Fig. 1).

Aber heute ist auch der ganze Bereich des Höhenrückens ja keineswegs mehr ein Senkungsgebiet, schon lange nicht mehr. Mannigfache Niveauänderungen haben seit dem Diluvium das Bild völlig verändert. Ein Teil des alten, diluvialen Senkungsraumes liegt heute als »Baltischer Höhenrücken« hoch. Er muß seit der Vereisung herausgehoben worden sein und die Unterkante seines Diluviums muß gegen Ende des Diluviums noch beträchtlich tiefer, schätzungsweise bis 100 m tiefer gelegen haben als heute, wo sie größtenteils über der — 50 m NN.-Kurve liegt. Anders die Weichselsenke. Auch sie ging während des Diluviums kräftig in die Tiefe und sammelte viel Sediment; aber sie stieg nachher nicht, oder doch nicht in vergleichbarem Maße wieder hoch, sie liegt noch heute mit ihrer subdiluvialen Fläche wesentlich zwischen — 50 und — 100 m NN. und der von Graudenz nach S allmählich erfolgende Anstieg dieser Fläche deckt sich, mit roher Annäherung wenigstens, mit dem Verlauf der Nordkante des Baltischen Höhenrückens.

Noch anders hat sich schließlich der Bereich der Elbinger Höhen verhalten. Er ist, am heutigen Mündungsgebiet der Weichsel gelegen, wieder aufgestiegen nach der diluvialen Eindellung, ebenso wie der Baltische Höhenrücken. Aber anders als dieser muß er in nachglazialer Zeit, vielleicht im Pliocän schon vorher einmal, gehoben worden sein, denn trotz seiner besonderen Tiefenlage zeigt er keine Spur mehr von anstehendem Tertiär auf der Kreide. Dieses ist offenbar in früherer Zeit während einer exponierten Lage abgetragen worden. Einige Zahlen sollen das, soweit möglich, erläutern[1]).

	Höhenlage (m NN ca) der Oberkante des Interglazials II (allgem. = »a«), bezw. des obersten interglazialen Tonmergels (= »t«) nach Bohrungen in:	
1. Balt. Höhenrücken (NW-Rand)	Draulitten b. Grünhagen, südl. Pr. Holland . . .	+ 65 t
2. Weichselsenke	Blatt Elbing, Elbinger Straßenbahn	— 30 a
	» » Neue Gießerei Schichau	— 15 a
	» Tiegenhof, Tiegenhof Bahnhof	— 15 t
	» Kahlberg, Ziegelei Cadinen	— 10 t
	» » Försterei Pröbbernau	— 43 t
	» Pr. Holland, Marienfelde	0 a
	» » Sangershausen	+ 10 a
	» » Hohendorfer Kampe bei Hohendorf	+ 10 a
	» Dirschau, in Dirschau	0 a
3. Stablack	2 Bohrungen bei Mehlsack	+ 30 a
4. Elbinger Höhen	Blatt Cadinen, Behrendshagen	+108 a
	» Lenzen, Hohenhaff	+50 bis 60 t
	» » Molkerei Dörbeck	+ 80 t

[1]) O. v. Linstow hat (Abh. Pr. Geol. L.-A., H. 87, 1922, S. 120) diese Höhenunterschiede unverständlicherweise mit Eisaufpressung erklären wollen.

Da die mit »t« bezeichneten Zahlen fast durchweg noch erhöht werden müssen, wird der scharfe Gegensatz in der heutigen Lage dieser Gebiete noch mehr betont. Auch der Stablack hebt sich danach, wenn auch nicht so kräftig, heraus, und die Bohrung vom Bahnhof Groß-Wohnsdorf (Bl. Friedland) inmitten des Schippenbeiler Beckens, wo die a-Grenze in NN. liegt, zeigt noch die Tiefenlage der nordostpreußischen Senke.

Wenn hiermit die (in verhältnismäßig viel weniger Bohrungen erreichte) Oberkante der Kreide nicht immer harmoniert, so muß das so sein. Es folgt daraus nicht, daß diese Höhenunterschiede rein erosiver bezw. akkumulierender Natur sind, sondern daß durch spätere Bewegung entgegen dem Sinn einer früheren vieles wieder ausgeglichen ist und für denjenigen scheinbar verschwindet, der nur die Lage der Kreide-Oberkante betrachtet. Abgesehen davon weiß niemand, der mit seiner Bohrsonde in die mächtige Oberkreide gerät, im allgemeinen, wechen der verschiedenen Horizonte er dort angefahren hat, so wie er auch nicht weiß, ob die Kreideoberfläche zu Beginn jener Bewegung, die er an Hand der Tiefenlage der Kreide als solche beurteilen will, hoch oder tief gelegen hat!

Von dem Baltischen Höhenrücken gilt, daß seine starke, diluviale Versenkung durch die alluviale Hebung zwar nicht wieder ausgeglichen wurde, daß er aber schon jetzt wegen der Mächtigkeit der diluvial angesammelten Sedimente als Rücken seine Umgebung überragen kann. Seine Wölbung im großen bildet daher in abgeschwächter Weise ein Stück der diluvialen Eindellung ab, nun aber in Positivform.

Betont sei hier[1]), daß die große preußisch-masurische Senke heute in N—S und O—W begrenzt ist, wenn man von der nordwest-südöstlichen Weichsellinie absieht. Parallel zu der ostwestlichen Südgrenze ist der Baltische Höhenrücken als Platte aufgetaucht, parallel zu ihr auch verläuft in O—W die Fortsetzung des am stärksten auf einem ostwestlichen Störungszug abgelösten Samlandblockes gegen Osten (Ragnit) weiter.

Wir blicken noch auf den Westen. A. Fleszar[2]) hat versucht, durch kartenmäßige Wiedergabe der Bohrergebnisse in Norddeutschland und deren Kritik ein Bild zu gewinnen. Zwar sind seine Unterlagen recht summarisch verwendet (errat. Schollen nicht berücksichtigt!), doch dürften die Kartenskizzen einwandfrei genug sein, um in der Tat ein überaus auffälliges Zusammenfallen von Rinnen des Reliefs unter dem Diluvium mit Haupttalzügen von heute darzustellen. Der Zug Oker-Aller-Weser, Elbe ab Leipzig, Warthe-Oder, Weichsel ab Thorn, Pregel mit Alle und Masurischem Tal, alle ruhen in Depressionen. Weil die Höhen von heute im allgemeinen fast größere Sedimentmächtigkeiten zeigen als die Senken, so kann das Relief

[1]) Vergl. Lewinski und Samsonowicz, a. a. O.

[2]) A. Fleszar, »Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes (vorl. Mitt.).« Anzeiger Ak. Wiss., Krakau, 3A, 1913, S. 117—130.

unter dem Diluvium nicht jenem am Ende des Tertiärs entsprechen. Nicht Abtragung und Anhäufung, nur junge epirogenetische Krustenbewegungen können diese Verhältnisse geschaffen haben. Lewinski-Samsonowicz, a. a. O., hatten es nicht schwer, diese auf schematischen Vorstellungen über Akkumulation und einheitlich großzügige Bodenbewegung aufgebauten Schlüsse anzugreifen. Gleichwohl enthalten sie einen sehr wahren Kern, der bei genauerem Zusehen auch zur Deutung der viel verwickelteren Sachlage mit verwendet werden muß.

Die Fließrichtung des Eises

Überblick. Die Verfolgung der Hauptrichtungen der Eisbewegung bringt uns neue N—S-, aber auch noch NW—SO-Strukturen zum Vorschein. Eine kurze Umschau im weiteren Ostseegebiet soll zunächst ermöglichen, die großen Linien als solche zu erkennen.

Von den nördlichen Eiszentren aus strömte das Eis ab, und an der Mächtigkeit des heute auf trockenem Land liegenden Diluviums ersieht man, daß im Einzugsgebiet des Eises vorwiegend Entblößung, Abtransport, herrschte[1]) und zwar nach Süden hin bis etwa zu einer Linie, die von Nordjütland durch Südschweden und die Ostsee, dann durch den nördlichen Teil des Rigaer Meerbusens nach dem nördlichen Peipussee zieht, um über den Onegasee das Weiße Meer zu erreichen. Wäre nun das untere Diluvium bei uns weniger mächtig, so könnte man sagen, daß die große Depression der Ostsee durch das Weitersüdwärts-Vorschieben jener Linie in früherer Zeit bedingt wäre. Das geht aber nicht, und auch die Einzelheiten der Verbiegung des Ostsee-Umkreises können keineswegs damit genügend erklärt werden, daß man einfach durch Annahme örtlicher, präexistierender Aufwölbungen bestimmte Einzeleisströme innerhalb des großen peripher um die nordische Vereisungskalotte angeordneten Zungenbeckenringes annimmt.

Unwillkürlich und ohne Verlangen nach kritischer Begründung läßt man sich gern zu der Meinung führen, das Eis sei eben in dem heute durch die Ostsee eingenommenen baltischen Tal einher geflossen. Wenn nun aber Verbreitung und Lagerung der quartären Gebilde beträchtliche Niveauverschiebungen erkennen lassen, so ist durchaus noch nicht gesagt, daß diese Großmuldenform von heute in annähernd gleicher Weise auch während des Diluviums bestanden hat, mögen auch vielfach posthume Wirkungen das Bild in ähnlicher Weise neu schaffen. Finnland und Nordschweden, die allerdings schon während der Vereisungen Zentren der Eisbildung waren[2]), lassen heute

[1]) Diese überwiegende Exaration reichte in Ausläufern während der letzten Übereisung noch nach dem nördlichsten Norddeutschland herein und ist vergleichbar mit dem Arbeitsschema der Talgletscher in den Alpen und im alpennächsten Vorland. Überwiegen der Auflagerung finden wir nach außen hin auch im alpenfernsten Eisbereich (meine Diskussionsbemerkung zu dem Troll'schen Vortrag am 4. 8. 24 zu Danzig, Vers. d. D. Geol. Ges.).

[2]) Das zeigt die Geschiebeverteilung: Von der finnischen Kuppel stammen die östlichen Geschiebe Ostpreußens, von der schwedischen überwiegend die Geschiebe westlich der Weichsel. Es ist naheliegend, daß die großen magnetischen Störungen über dem finnischen Grundgebirge durch den Eistransport des nicht chemisch, sondern nur mechanisch aufbereiteten Gesteinsschuttes nach Ostpreußen verpflanzt worden sind.

durch ihr nachglaziales Hochsteigen zwischen sich das baltische Tal. Ein alternierendes Höherwachsen bald der schwedischen, bald der finnischen Wölbung mag zu der Geschiebe-Mischung, die wir sehen, viel beigetragen haben (S. 717), und es erscheint mir[1]) wahrscheinlich, daß es zuletzt die finnische Kuppel war, welche die Eisfließrichtung bestimmt hat. Neben dem Geschiebestudium führen die Endmoränen Litauens zu dieser Ansicht; sie verlaufen ja schräg zum Verlauf des Höhenzuges. Auch wird so der beschleunigte Abbau des Eises vom Westen her leicht verständlich, der sowohl an der Stablack-Alkgebirgskerbspur wie an jener gleichfalls südnördlich dahinziehenden Kerbspur nördlich von Kowno (Wilki-Beisagola) deutlich genug die Front des Eises von Westen her aufrollt. Bei solcher Sachlage kann es nicht nur das eindringende, aufschmelzende Seewasser gewesen sein, welches von Dänemark her vorstieß. Vielmehr muß hinzugekommen sein auch eine allmähliche Verstärkung der Eiszufuhr von Finnland im Nordosten und eine Verringerung derselben von Schweden aus nördlicher Richtung; das ergab den eigentlichen »baltischen Eisstrom«.

Warum aber lief dieser, wenn die östliche Begrenzung unseres ostpreußischen Beckens unter dem Diluvium schon damals bestand (wenn auch abgeschwächt durch bereits aufgelagertes Diluvium), nun nicht einfach entsprechend solcher Abdachung von Nordosten her gegen die Provinz? An der östlichen Reichsgrenze ist ja die Unterkante des Diluviums von — 50 bereits auf 0 m, bei Kowno schon auf + 50 m angestiegen, weiter östlich noch höher. Den Grund dafür sehe ich darin, daß eben auch diese Erhebung zum Litauischen Sockel im Osten sich erst später zu dem Maße verstärkte, das wir heute durch die Bohrungen feststellen.

Und warum hat sich das letzte Eis noch die Mühe genommen, auf das ostpreußische Festland aus der tiefen nördlichen Senke emporzusteigen, wenn es doch seitlich, nach Westen in breitester Front abfließen konnte? Doch offenbar nicht aus dem Grunde, weil es noch so mächtig war und in der Tat auch noch sehr weit nach Westen reichte. Sein westlicher Abbaurand erscheint ja bereits an Alkgebirge und »Litauischer Hauptendmoräne« (Mortensen). Vielmehr lag dieses westliche Gebiet offenbar zum mindesten teilweise höher als heute. Von Westen kam kein Meerwasser heran; sondern weit in westlicher Richtung breiteten sich damals noch Südwasserbecken — nicht etwa durch Eis gestaut —; im Südwesten erscheinen die Aufwölbungen der Elbinger Höhen, des Stablacks und Samlandes, dann jene von Hochzemaiten.

Eine grundlegend andere Gestalt der Großformung des Ostseebeckens haben wir also für die Abschmelzperiode auch aus der Eisfließrichtung abzuleiten!

Nach dieser kurzen Umschau kehren wir zu den Einzelheiten in Ostpreußen zurück. Auch da macht uns die Fließrichtung des Eises

[1]) »Geologischer Führer durch Ostpreußen«, I, S. 39.

bezw. der Widerstand, den sie fand, auf Bodenbewegungen aufmerksam.

Eispressungen. Es wurde bereits mehrfach (S. 663, 670) darauf hingewiesen, daß es seinen guten Grund haben müsse, weshalb das Inlandeis im einen Fall beim Vorwärtsfließen das Vorland kaum angriff, das andere Mal aber gewaltigste Stauchungserscheinungen hervorrief. Wenn wir aus verschiedenen Gründen der exogenen Aktion anzunehmen gezwungen sind, daß dieses Vorlandrelief im großen ganzen eigentlich eben gewesen sein müßte, aus dem Diluvialprofil jedoch die starken Stauungen entnehmen, so haben wir die Aufwölbung von Widerständen endogener Natur unter oder schon vor dem Eise anzunehmen.

Drumlinfelder sind im allgemeinen wohl immer als Anzeichen dafür anzusprechen, daß das Inlandeis im Raume ihrer Entwicklung einen Landanstieg hat überwinden müssen. Sie entwickeln sich also im allgemeinen vor großen Hemmungskerben. Damit haben wir auch in ihnen ein Mittel, u. U. auf endogen neu geschaffene Niveauverschiebungen zu schließen. Denn die vorangegangenen Vereisungen werden im allgemeinen das Gelände zu einer nur flachwelligen Grundmoränenlandschaft umgeformt haben, die sich dann aber im letzten Stadium der Vereisung nicht mehr als solche erweist. Als ein Beispiel dürfen wir wohl das ausgezeichnete, von Hess von Wichdorff beschriebene Drumlinfeld ansehen, welches zwischen dem Lobus des Kurischen Haffs und jenem von West-Litauen in der Gegend Memel—Nimmersatt liegt. Oser werden sich an solchen Stellen des Eisrandes nicht leicht bilden, weil ja die Schmelzwasser-Konzentrierung an solchen Schwellen gering sein wird.

Hier haben wir wohl aber auch die Juraerhebung von Popilany in Litauen, die nur aus lockeren Sanden und Tonen besteht, deswegen als Beispiel anzureihen, weil, wie schon Mortensen (a. a. O., S. 66) sehr richtig betonte, diese wenig widerstandsfähige Erhebung sicher nicht den Angriffen des wiederholt darüber gezogenen Eises hätte standhalten können, wenn sie schon aus dem Tertiär herstammen würde. Sie ist offenbar auch erst diluvial und wurde dann erst vom allerletzten Geschiebemergel bedeckt.

Erratische Großschollen. Die Verteilung der ungewöhnlich großen Schollen im Diluvium[1]), welche, zumeist vergesellschaftet aus dem gleichen Gestein bestehend, plötzlich in der Moräne auftreten, möchte ich nach dem Schema der Fig. 3 deuten[2]).

Häufig hat sich ja gerade bei diesen Vorkommen der Verdacht bestätigt, daß sie von dem unmittelbar benachbarten Untergrunde stammen, oder daß sie sich überhaupt über einem anstehenden Kern gleicher Zusammensetzung nur ein wenig verschoben haben, fast noch

[1]) A. Jentzsch, »Über große Schollen im Diluvium«. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 53, 1901, S. 102, und Diskussionsbemerkung, S. 107.

[2]) Vergl. z. B. Hess v. Wichdorff, Erläuterungen zu Blatt Ludwigswalde (1917), S. 25. Fr. Kaunhowen, Dies. Jahrb. f. 1898, S. CCXC, und Arbeitsber. f. 1922, S. XL. C. Gagel, Dies. Jahrb. f. 1910, I, S. 206.

anstehend sind. Ein schönes Beispiel für die völlige Abreißung großer Schollen liegt an der Pregelmündung vor. Vgl. Erl. zu Blatt Ponarth, S. 67 und das Profil auf diesem Blatt, welches die in tieferer Lage wieder niedergelegte Scholle von Kreide über Unteroligocän zeigt. Es ist ja gar nicht denkbar, daß etwa eine Scholle von fast 2 km Breite und fast 4 km Länge, wie sie bei Steinitten auf Blatt Bledau (Hess von Wichdorff) mit nur geringer Mächtigkeit vorliegt, eine auch nur kürzere Entfernung weit hat im Eise wandern können, ohne verbogen und aufgearbeitet zu werden. In diesem Falle wird man mit einem Aufblättern des allernächsten, jedoch vorher hervorgehobenen Untergrundes rechnen müssen und mit einem nur kurzen, nun aber nicht wohl aufwärts, sondern eher abwärts sich vollziehenden Transport. Andere Schollen, wie sie beispielsweise am Zigankenberg bei Danzig (Miocän, 40 m mächtig auf 30 m Diluvium) so schön aufgeschlossen sind, oder wie sie bei Gr. Steinort am Mauersee (Kreide) teilweise als Hügel zutage gehen, möchte ich alle als bestimmte Hinweise stattgehabter, häufig gar nicht unbeträchtlicher Heraushebungen ansprechen.

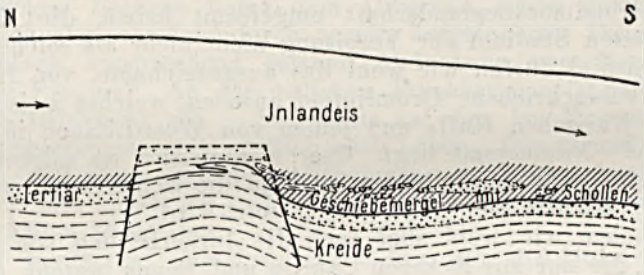


Fig. 3. Lokale Großschollenbildung in der Moräne durch Abschiebung des Kopfes (gestrichelt) von einem subglazial aufgewölbten Horst. Schema.

Wenn man im allgemeinen keinen Anhalt für eine heute noch vorhandene Aufwölbung des durch relativ wenig Bohrungen erreichten Untergrundes, von der her man diese Schollen beziehen könnte, vorfindet, so ist das durchaus kein Gegenbeweis gegen unsere Überlegung. Denn gerade diese Wölbungen sind es ja, welche durch die Schollenabschürfung mehr oder weniger abgetragen wurden; ganz abgesehen davon, daß man auch mit sekundären Wiederzurücksinken durch tektonische Wirkung rechnen muß.

Diese ursächliche Beziehung zwischen Schollenbildung und tektonischer Neuaufwölbung des Untergrundes, die ja nur eine vorübergehende sein kann, ist gewiß geeignet, weitere Bewegungsvorgänge zu enthüllen. Gerade in der relativ sehr bedeutenden Häufigkeit unserer Groß-Schollen im Bereich der Baltischen Eisrandlage sehe ich — ohne hier die Möglichkeit zu näherer regionaler Verfolgung zu haben — mit den Beweis dafür, daß kurz vor dieser Randlage oder (vermutlich) subglazial noch während ihrer Dauer sich geradezu eine

phasenartige Häufung von tektonischen Heraushebungen abgespielt hat. Abgesehen von dem Samland und dem Südrand des Urstromzuges Pregel—Frisches Haff kommen hier verstreute Punkte im Oberland und dann namentlich die Schollen im Westen des Mauersees in Frage.

Weiter wird dieses Prinzip auch eine Rolle jeweils zu spielen haben bei der Bewertung ungewöhnlich hochliegender diluvialmariner Reste wie sie beispielsweise auf dem hohen Totenberg bei Dommachau[1]), 165 m, also etwa 175 m über dem seinerzeitigen Bildungsniveau, liegen. Bei der naheliegenden Möglichkeit kräftiger Vertikalbewegungen wird man nicht in jedem Fall bloße Schollenverschleppung heranziehen dürfen. Vielmehr ist immer in Betracht zu ziehen, daß sich größere Schollen wohl in den allermeisten Fällen an prämarginal, submarginal oder subglazial hochbewegte Wölbungen anschließen, von denen sie abgerissen wurden. Die Bewertung auch der interglazialen Reste hängt weitgehend an diesen Möglichkeiten der Vertikalbewegung[2]).

Die nähere Diskussion großer erratischer Schollen ist somit m. E. nicht allein ein wichtiger, im einzelnen noch weiter zu beschreitender Weg, um Einblick in die quartären Reliefneubildungen endogener Natur zugewinnen, sondern auch ein Mittel, um in den Betrieb der Vereisungswechsel etwas hinein zu leuchten[3]).

Rinnenskulptur, Schollengliederung und Lage der

---

[1]) Aufgefunden von A. Jentzsch, beschrieben von W. Wolff; Erläuterungen zu Blatt Prangenau. Vergl. Naturforsch.-Ges. Danzig 13, 1913. Sonntag, Geologie von Westpreußen, S. 108.

[2]) Vergl. W. Wolff, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 56, 1904, S. 50 ff. und P. G. Krause, Dies. Jahrb. f. 1908, 29, S. 197.

[3]) Nach Abschluß des Manuskripts kommt mir eben noch die jüngst erschienene Arbeit von G. Petersen, »Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen«, Fortschr. d. Geol. u. Pal., herausgeg. von Sörgel, Heft 9, 1924, zu Händen. Sie unternimmt es erfreulicherweise auf Grund der schon namentlich durch C. Gagel angedeuteten und vom Verfasser angewendeten (Jahrb. Pr. La. f. 1923, S. 227), vorstehend kurz erläuterten Ueberlegung zu einem regionalen Ueberblick über die diluvialen Störungen zu gelangen. Bezüglich der zeitlichen und räumlichen Beschränkung der Störungen glaube ich nicht zustimmen zu können. Ersteres aus mechanischen Gründen. Nicht nur an der harten (kalten) Eiszunge, sondern auch und namentlich auch an der Eisbasis halte ich die Bedingungen für den Schollenabschub dann für gegeben, wenn eine infolge des Untergrundanstieges konzentrierte Wasser bezw. Eismenge in großem Umfang das Hindernis durchsetzt. Zwar ist das abschiebende Eis subglazial nicht so hart (kalt), aber auch der durchsetzte Untergrund ist hier sehr viel beweglicher. Außerdem werden da aber unter hoher Eisbelastung schon Zustände angebahnt, die an den hydrostatischen erinnern; daher dürfte bereits der geringe Ueberdruck des seitlich heranströmenden Eises genügen, das durcheinander geknetete bezw. abgeblätterte Ganze abzuschieben. Damit aber dürfte die Schollenbildung nicht nur marginal, sondern besonders auch subglazial und folglich die Zeit der Widerstandsbildung nicht nur interglazial, sondern gerade auch subglazial gewesen sein. Was die räumliche Beschränkung betrifft, so muß ich sagen, daß dafür doch die Schollenverbreitung allein nicht ausschlaggebend sein kann (l. c. S. 226). Weshalb sollten denn in der Zeit der baltischen Groß-Schollenbewegung südlich im Eisfreien nicht ganz ähnliche Bewegungen stattgefunden haben? Sie sind nur vom Eis nicht mehr durch Schollenbildung registriert, weil das Eis zu dünn war, oder später überhaupt nicht mehr dorthin geflossen ist.

Baltischen Höhenplatte. Das Eis fließt von oben nach unten, das Schmelzwasser noch mehr. Wenn geklärt ist[1]), daß beide in engster Arbeitsgemeinschaft wesentlich submarginal die glaziale Rinnenskulptur ausarbeiten, so liegt auf der Hand, daß in dieser mit der Generalströmung des Eises auch die Abdachung während der Strömungszeit zum Ausdruck kommt.

Die Anwendung dieser Überlegung auf die Rinnenskulptur des Baltischen Höhenrückens ergibt ein überraschend klares Bild. Die Rinnen, mögen sie nun trocken liegen oder von Mooren oder Seen erfüllt sein, ordnen sich hier im großen in drei scharf abtrennbare Gruppen: Im Oberland herrschen bei weitem[2]) die Nordwest-Südost-Rinnen vor, die bis zu der Linie Neidenburg—Hohenstein—Passargetal heran reichen, wo sie in Westmasuren—Ermland abgelöst werden von Rinnen, deren Verlauf sich nahe an die Nord-Süd-Richtung anschließt. Das bleibt so bis über die Senke des großen Masurischen Tales mit seinen breiten Wasserbecken Mauersee—Spirdingsee. Jenseits der Linie Arys, westlich Ublicksee—Kruglinnen—Kutten ist dann Ostmasuren in auffälligster Weise wieder in Nordwest—Südost gefurcht.

Diese Skulpturgruppen reichen nach Norden bis in die nördliche Randzone des Baltischen Höhenrückens, und wenn man diese in die Karte (Fig. 4) einträgt[3]), ohne Rücksicht auf spätere Umgestaltungen, so tritt klar zutage, daß dieser Nordrand in drei Einzelstücke geknickt ist: der Verlauf des ersten Stückes bildet mit annähernd Südwest-Nordost-Streichen die Nordgrenze des Oberlandes, derjenige des zweiten Stückes begrenzt Westmasuren mit Ost-West-Streichen im Norden; das dritte Stück hat wieder Südwest-Nordost-Richtung und schließt Ostmasuren gegen Norden ab. Das heißt: diese Nordrandstücke stehen senkrecht auf dem ihnen jeweils zugehörigen Rinnensystem!

Auf dem Nordsaum des Höhenrückens liegt noch ein verschieden breiter Gürtel von Toteismoränen sehr unregelmäßiger Entwicklung, z. B. Borker Heide, Gegend südlich von Heilsberg bis über Seeburg hinaus. Er deutet auf die scharfe Aufkippung des Höhenrückens, welche die vorzeitige Ablösung des randlich eben noch auf ihm liegenden Inlandeis-Stückes, das dann als Toteis unregelmäßig abschmolz, bedingte. Nur auf einem schmalen nördlichen Saum auch erscheinen wenig orientierte, mehr ostwestlich gestreckte Seen als Anzeichen der hier noch nicht ausgesprochenen südlichen Abdachung.

Eis und Wasser für sich in beliebigem Relief können die erwähnten großzügigen Lagebeziehungen niemals geschaffen haben; hier ist nur die Vorherrschaft einer andersartigen, einer endogenen Kraft denkbar; nur die Tektonik kann hier die Richtungen diktiert haben: Der Baltische Höhenrücken war, noch in der Zeit der Ausprägung seiner Rinnenskulptur, zu einer nach Süden abge-

[1]) E. Kraus, Ostpreußenführer, I, S. 12.

[2]) Unregelmäßigkeiten am Geserichsee und westlich davon, sowie am Osteroder Quertal wird man nach genauerer Kartierung im einzelnen zu diskutieren haben.

[3]) Vergl. auch die vorläufige Skizze im Ostpreußenführer, I, S. 87.

dachten Platte geworden, die sich aber ihrerseits scharf in drei rechtwinklige Hauptschollen gliederte: eine westliche und östliche mit Abdachung gegen Südosten und eine mittlere mit Abdachung gegen Süden. Neben Nord-Süd- und Ost-West-Linien tauchen damit nordwest-südöstliche Linien auf. An ihnen müssen die benachbarten Schollen auf Torsion beansprucht worden sein. Dabei entstanden Verwerfungen. Auf einer solchen hat sich auch der Nordrand der dreiteiligen Baltischen Höhenplatte bei ihrem Ansteigen aus der großen, preußisch-masurischen Senke von der zurückbleibenden Nachbarschaft im Norden abgelöst.

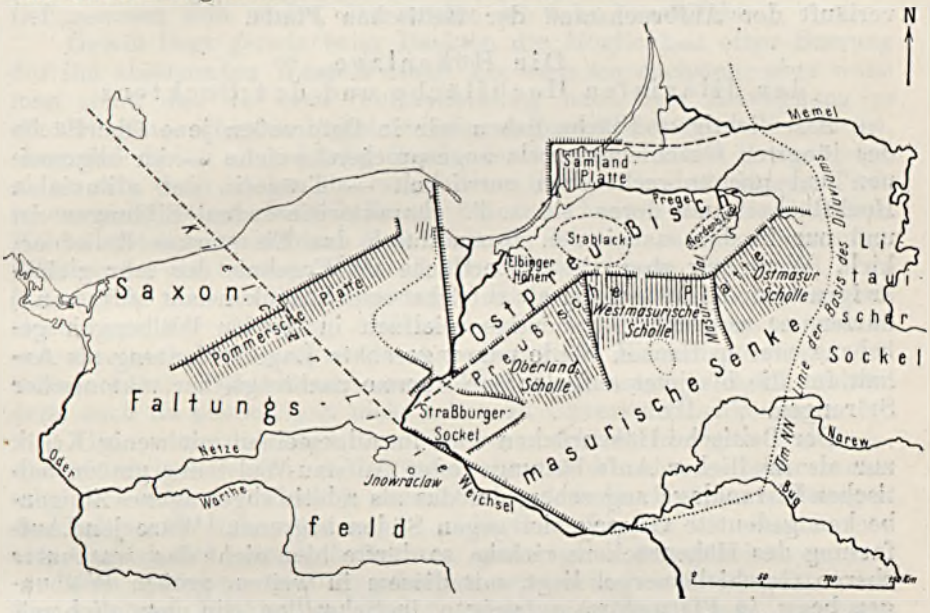


Fig. 4. Die größeren Schollen und Gewölbe Nordostdeutschlands (schematisch).

Während an diesem Nordrand die beträchtlichsten Sprunghöhen zu erwarten sind, wird im Bereich der meridionalen Torsions-Beanspruchungen die meiste Aussicht sein, tektonische Störungen auf dem Baltischen Höhenrücken selbst aufzufinden. Daher konnte ich[1]) — noch vor Erkennung der größeren Zusammenhänge — in der östlichen Torsionszone neben dem schwächeren, ostwestlichen Blausteiner Rücken den langen, submeridionalen Sandhorst von Kruglinnen—Kruglanken—Kutten feststellen und nach Herausarbeitung der im Ostpreußenführer gegebenen Übersicht war ich nicht überrascht, aus einer sehr wichtigen kurzen Notiz von F. Kaunhowen[2]) zu ersehen, daß auch für die westliche Torsionszone in dem Miocänhorst von Orlau bei Hohen-

[1]) »Der Abschmelzungsmechanismus« . . .« Dies. Jahrb. f. 1923; hier ist auch die Begründung für die Störung gegeben.
[2]) Arbeitsbericht d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1922, S. XL.

stein beträchtliche tektonische Störungen nachgewiesen werden können. Hier zieht von Orlau bis an das Grünfließer Tal mit Nordwest-Südost-Streichen und bis nahe an die Oberfläche tretend ein Horststreifen.

Der Nordrand der aufgekippten Baltischen Platte zeigt eine überraschende Parallelität mit dem heutigen Verlauf der Senken des Urstromtales im Norden: Inster—Pregel—Frisches Haff. 50 km im Süden von dieser Linie, die wir S. 702 als Achse der großen, flachen Depression erkennen werden, und deren Ost-West-Stück auf seiner Nordseite durch die Untergrundschwelle Samland—Ragnit betont ist, verläuft der Aufbruchsrand der Baltischen Platte.

Die Höhenlage der diluvialen Hochfläche und des Decktons

Als wichtigste Fläche haben wir in Ostpreußen jene Oberfläche des jüngsten Geschiebemergels angesprochen, welche — im allgemeinen und primär recht eben entwickelt — Trägerin der »diluvialen Hochfläche« und deren sie z. T. charakterisierenden Bildungen ist und nur in den marginalen Zonen durch das Eis starkes Relief erhielt. Wenn wir aber diese Oberfläche als Ergebnis der sehr gleichartigen Inlandeisbedeckung als zunächst sehr höhenkonstant auffassen[1]) dürfen, so gewinnt ihre heutige, vielfach in großen Wölbungen gehobene oder in flachen Niederungen gesenkte Lage Bedeutung als Anhalt für die bis jetzt aufgelaufene Summe nachträglicher tektonischer Störungen.

Der Baltische Höhenrücken wird im allgemeinen mit wenig Kritik nur als randlicher Aufschüttungs- oder Aufstau-Wulst der großen baltischen Eisrandlage angesehen, der das als relativ abgetragenes Zungenbecken gedeutete Ostseegebiet gegen Süden begrenzt. Wäre jene Auffassung des Höhenrückens richtig, so dürfte hier nicht das, was unter oberen Geschiebemergel liegt, mit diesem in weiten, großen Wölbungen bezw. in Plattenform aufsteigen, in Schwellen, die unmöglich mit den randlichen Eiswirkungen in Zusammenhang gebracht werden können. Es dürften auch nicht die als oberer Geschiebemergel und dessen Randbildung aufgeschütteten Massen mit wenigen Zehnern von Metern Mächtigkeit zu dem seine Umgebung um 100—200 m überragenden Höhenrücken derart in Mißverhältnis stehen. Gewiß sind die kuppigen Reliefformen des Höhenrückens im einzelnen glazial. Das beweist schon ihre Mannigfaltigkeit. Sie erheben sich aber alle aus mittleren Niveaus, deren Höhenlage dem Eise im allgemeinen nicht zuzuschreiben ist!

Eine eigenartige Lage besitzen unter diesen Umständen die Decktone. Das sind ja die Absätze z. T. recht ausgedehnter Staubecken, welche zuerst nach dem Abschmelzen des Eises das frei gewordene Land bedeckt haben. Das ergibt sich sowohl aus ihrer gelegentlichen Verzahnung mit dem obersten Geschiebemergel, wie aus der Ab-

[1]) »Geologischer Führer durch Ostpreußen«, I, S. 20.

lagerung unmittelbar über ihm, aus seiner nicht seltenen Störung noch durch benachbartes Eis und aus der häufigen Entwicklung von Bändertonen. Heute schmiegt er sich dem größeren Glazialrelief über Berg und Tal hin oft auf das vollständigste an, ist nicht etwa in den Niederungen wesentlich mächtiger als auf den Höhen, sondern kann

Ohne Zweifel sind die glazialen Einzelformen in der Hauptsache schon vor der Decktonablagerung entstanden, aber daß alle nahe benachbarten Höhen und Tiefen, in denen der Ton heute z. B. auf Blatt Grabowen und Gr. Duneyken liegt, so gleichmäßig durch einen Stausee zum Absatz gekommen sein sollten, der dort mindestens 40 m tief gewesen sein müßte, das möchte ich sehr bezweifeln.

Gewiß liegt gerade beim Deckton die Möglichkeit einer Stauung des ihn absetzenden Wassers durch Eis noch am nächsten; aber wenn man sieht, daß die erste Vorlandbildung nach dem Eisweggang so oft ein ganz ruhig und gleichmäßig sedimentierter Tonschlamm ist, ohne daß dieser allzu häufig Sand oder hereingedriftete Steine zeigt, so ist man doch höchst überrascht diese Sedimente der ruhigen Tiefe eines nicht selten beträchtlichen Stausees heute fast die höchsten Höhen ersteigen zu sehen. Z. B. liegt der Deckton auf den genannten Blättern an der Seesker Höhe oft über 275 m, bis in 285 m und Ähnliches sieht man an der Kernsdorfer Höhe, also auch an der anderen Hochkuppe der Provinz. Außerdem wird man immer im einzelnen erst untersuchen müssen, ob die Anordnung der Eisrandspuren die Annahme hoher Toteisdämme um solche Stautonseen wirklich zuläßt, denn auch da kommt man nicht selten zu Unverständlichkeiten.

Also: schon die Lage des Decktons macht es in vielen Fällen — worauf übrigens auch A. Jentzsch bereits hinwies — sehr wahrscheinlich oder erforderlich anzunehmen, daß die Hauptaufwölbungen des Baltischen Höhenrückens — nicht ihre Kuppen im einzelnen — ursprünglich tief gelegen haben und nachträglich erst gehoben wurden.

Zum gleichen Schluß gelangen wir bei der Überlegung, daß Sandur und Deckton sich bis zu einem gewissen Grade vertreten, indem ersterer bei allgemein höherer Geländelage und subaërischem Schmelzwasserabfluß vom Eise, letzterer bei tieferer Lage des Eisrandes in einem angeschlossenen Becken entwickelt wird. Nur im südlichsten Teile des Höhenrückens erscheint der typische Sandur, sonst tritt er in der Mitte und im Osten der Provinz stark gegen den Deckton zurück. Als der Eisrand etwas von Südrand des Höhenrückens zurücklag, muß er demnach in einer Zone der Versenkung gelegen haben, nicht schon so hoch, wie er bei dem heutigen Relief auf den Höhenrücken jetzt liegen müßte. Diese Höhenlage erhielten die Moränengirlanden erst nachträglich!

Interstadial und Postglazial

Zusammenfassende Arbeiten von Harbort[1]) und Hess von

[1]) »Über fossilführende, jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen.« Dies. Jahrb. f. 1910, II, S. 81—128.

Wichdorff[1]), wertvoll durch die Zahl der beschriebenen Aufschlüsse, haben uns auf Grund der durch Spezialisten erfolgten Bestimmungen der gefundenen Tier- und Pflanzenreste, sowie der Lagerungsverhältnisse über das »masurische Interstadial« unterrichtet. In verschiedenem Sinne freilich; denn Harbort glaubte an wiederholte Oszillationen des Eises und an die Entwicklung der reichen Tier- und Pflanzenwelt in vielen Einzelbecken unmittelbar am Eisrand; Hess von Wichdorff spricht, nachdem er einige Jahre vorher an interglazial gedacht hatte, a. a. O., S. 313 für Bildung der fraglichen Absätze »als das Inlandeis auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens noch oszillierte und nach ihrem Absatze noch lokal kleine Endmoränenketten und Tonstaubecken schuf«. S. 345 liest man in der gleichen Arbeit: »man kann wohl annehmen, daß zurzeit des Bestehens dieses (d. i. jenes Beckens, in dem sich das Interstadial bildete) Stausees der Rand des Inlandeises weit nördlich von dem Gebiet des heutigen Baltischen Höhenrückens gelegen hatte und dieses bereits stark abgeschmolzen war .....«.

Ich schließe mich dem Letztzitierten an. Es war wesentlich ein einziger, letzter Eisvorstoß, der das Interstadial eindeckte.

Aber der eine große masurische Stausee scheint mir gar nicht bewiesen, denn wir haben nach Harbort's Feststellungen die sicheren Anzeichen für örtliche Staubecken. Daß diese wiederum nicht etwa in Eislöchern, auf Eis oder abgedämmt von Toteis eine so üppige Lebewelt beherbergen konnten, ist mir andererseits klar[2]). Die Pflanzen zeigen nach Stoller subarktischen Charakter, ähnlich den Konchylien, denen Menzel einen noch kühleren Bildungsraum zuerkennen möchte. Die zwei nach Speiser spezifisch bestimmbaren Käfer haben wir beide heute in ganz Deutschland, auch reichlich in Ostpreußen.

Wie weit man angesichts des Phänomens der Glazialrelikten, das naturgemäß bald nach der Vereisung viel ausgeprägter war als heute[3]), noch von »kühlem Interglazial« sprechen darf, ist Geschmacksache; denn der Unbekannten sind zu viele[4]). Daß jedenfalls der

---

[1]) »Das masurische Interstadial.« Ebenda f. 1914, II, S. 298—353, 1915.

[2]) Der oft zitierte Vergleich mit dem »Wald« auf dem Alaskaeise hinkt ja auf allen Füßen, denn Ostpreußen liegt nicht an einem warmen Ozean, lag noch weniger in der Eiszeit an einem solchen. Das Wärmegefälle kann im Angesicht auch noch der mächtigen Eiskalotte keineswegs so groß gewesen sein.

[3]) Daher werden wir sehr viel mehr Wert auf das Erscheinen von einzelnen wärmeliebenden Formen der neuen Zeit als auf jenes zahlreicherer Reste aus der vergangenen, kalten legen müssen.

[4]) Selbst wenn wir uns aus einer sehr großen Anzahl glücklicher Funde von Organismen-Gemeinschaften ein zutreffendes Bild machen könnten von den klimatischen Hauptbedingungen, so steht doch die Anwendung noch durchaus im weiten Felde. Wir kennen ja keineswegs die großen klimatischen Konstanten im atlantischen Ozean, die Meeresströmungen, die Land-Wasserverteilung, mögliche große Reliktmassen von Eis. All das spielt die größte Rolle so wie heute, wo die Baumgrenze zwischen 72 ½° N auf Taimyr (Breite nördlich vom Nordkap) und 57° N im östlichen Nordamerika (Breite von Kopenhagen!) zu suchen ist. Und wo liegen im Verhältnis zur Baumgrenze die Bedingungen für Inlandeis? Im südlichen Grönland finden sie sich noch unter 61° N, auf Spitzbergen unter 77° N, d. h. um nicht weniger als 1780 km weiter nördlich! Wir wissen noch lange nicht, wie breit der arktische Gürtel war, wie weit vom subarktischen

arktische Gürtel unter allen für unser Gebiet möglichen Umständen recht beträchtlich breit war und nicht mit einigen Zehnern von Kilometern gemessen werden kann, ersieht man m. E. aus der weiten Verbreitung und relativen Häufigkeit der uns erhaltenen arktischen Flora. Ich möchte daher für die Zeit des masurischen Interstadials eine sehr große und lange Abtauperiode des Eises für gegeben halten. Langdauernd, weil die nicht unbedeutende Mächtigkeit der Kalk-, Sapropel- und Torflager bedeutende Zeit zur Entwicklung verlangt.

Das masurische Interstadial liegt auf allen Höhen und in allen Tiefen. Wenn wir für die hochgelegenen Becken keine Begrenzung haben, und wenn nach Vorstehendem dafür weder totes noch gar lebendiges Eis in Frage steht, so kommen wir auch hier, ähnlich wie beim Terrassenphänomen nicht um die Annahme nachträglicher Bodenbewegungen herum. Daß Eisabdämmungen ebensowenig für die nachglazialen Seen möglich erscheinen, deren Terrassen durch kein späteres Eis mehr abgeräumt sind, und deren Organismeninhalt gerade auch aus Masuren bekannt gemacht wurde[1]), das schließen wir weiterhin aus dem Vergleich eben dieser Lebewelt mit jener im Kalksapropel des F-Gestells bei Sarkau an der Wurzel der Kurischen Nehrung. Darüber ist Folgendes zu sagen:

Noch 1916 (a. a. O.) hält Hess von Wichdorff (anders P. G. Krause, 1915, a. a. O., S. 442) den nördlichen Eisstau für die Gewässer jener Mauerseeterrasse als gegeben, mit der die Faunen beispielsweise von der Umgebung des Goldapgarsees in Zusammenhang stehen. Die Untersuchung der Sarkauer Fauna durch H. Menzel [2]) hat nun aber ergeben, daß diese doch viel nördlicher liegende Fauna durch das Auftreten noch von *Planorbis sibiricus* sich gegenüber jener der höheren Mauerseeterrasse am Goldapgarsee als etwas älter erweist. Nehmen wir auch — wegen der Möglichkeit, daß hier eine Reliktenform aufgefunden wurde — an, daß beide Faunen gleichzeitig in gleich warmem Klima entwickelt wurden, wo bleibt dann das Inlandeis in der nördlichen Randzone des Baltischen Höhenrückens, welches die höhere und noch die spätere, tiefere Mauerseeterrasse gestaut haben soll? Nein, damals muß das Eis schon längst weit nach Norden zurückgeschmolzen gewesen sein, keine Rede mehr von totem oder gar von lebendigem Eise hier im Süden!

Mit diesen Feststellungen gelangen wir wiederum an den Punkt, daß Eisstau unsere Seen nicht erklären kann, daß nachträgliche Bodenbewegungen die einzige Erklärung ermöglichen.

---

entfernt das Inlandeis seinen Randgürtel schuf. — Im übrigen brauchen wir durchaus nicht unsere Funde ausgerechnet aus der Zeit des stärksten Rückganges des Eises zu haben; wahrscheinlicher sogar stammen sie aus der wohl fast doppelten Zeitspanne des langsamen Zurückweichens und Wiedervorstoßens.

[1]) P. G. Krause, Bericht über die Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Kutten (Ostpr.) im Jahre 1900, Jahrb. Pr. Geol. La. f. 1900, Berlin 1901. Degl. ebenda f. 1914, I, S. 437, Berlin 1915. Hess von Wichdorff, a. a. O., S. 344 ff., Berlin 1916.

[2]) »Ueber die spätglazialen Konchylienfaunen Ostpreußens« ebenda für 1914, II, S. 365.

Schwache, jugendliche Epirogenese

Die limnischen Profile im Umkreis des Goldapgarsees, namentlich jene von Jeziorowken[1]), zeigen klar eine regelmäßige Folge der Bildungsbedingungen. Über einem nach der letzten Vereisung folgenden ersten System ruhiger, offenbar limnischer Sedimentation mit Bänderton, darauf Pisidien-führendem Magerton, Sand, Seekalk, dokumentiert ein zweites System, beginnend mit groben Sanden und steinigen Kiesen, darauf Feinsand und Magerton-Mergel mit viel Fossilien, eine anfänglich sehr unruhige Zeit der Unterbrechung, die bald in eine zweite Zeit ruhiger Beckenfüllung übergeht. Zu oberst setzte eine dritte Periode der Unruhe ein mit groben, steinigen Kiesen und Sanden. Ein näherer Vergleich der verschiedenen zusammengehörigen Bildungen limnischer und z. T. wohl fluviatiler Art würde vermutlich zeigen, daß der hier zu völliger Verlandung (durch Torf) führende, in der zweiten Periode nicht einmal mehr bis zur Seekreidebildung fortgeschrittene Zufüllungsprozeß zweimal durch scharfe Absenkung des Wasserspiegels unterbrochen wurde, welcher jedoch in der zweiten Periode wieder eine allmähliche Hebung des Spiegels gefolgt ist. In der dritten Periode geschah dies nicht mehr, der Spiegel blieb von der höheren auf die tiefere Mauerseeterrasse eingestellt.

Die Möglichkeiten der Erklärung sind hier durch die Geländearbeit noch nicht genügend fixiert. In Analogie zu den späteren Rucks wird man zunächst auch den ersten Wechsel nicht auf klimatische, sondern auf tektonische Ursache zurückführen, obwohl sich gerade bei ihm eine Ausnahme dadurch geltend macht, daß der Seespiegel wieder stieg, daß also die Schwankung nicht morphologisch durch Terrassenbildung, sondern nur stratigraphisch durch einen harten Wechsel im Profil zum Ausdruck gelangte.

Weiterer Klärung bedarf auch ein anderer Punkt. Die der höheren Mauerseeterrasse angehörige Seekreide bei Kruglanken am Südwestrand des Goldapgarsees zieht, wenn man sich auf Hess von Wichdorff's Profil (a. a. O., S. 341) und die Karteneinzeichnung stützen kann, bis auf 3 m über dem heutigen Seespiegel von 118 m herab und ich selbst kann mich daran erinnern, daß ich hier an dem Fahrweg noch etwas Seekreide erbohrte. Das würde aber nichts weniger besagen, als daß das Seekalklager jünger wäre als die jüngere Mauerseeterrasse, daß man also nach Bildung beider Terrassen noch mit einer Hebung des Wasserspiegels von mindestens 10 m zu rechnen hat! Einstweilen möchte ich annehmen, daß der lockere Seekalk sekundär in tieferes Niveau gelangte. Man hat ja im lockeren Material oft genug die überraschendsten Rutschungserscheinungen.

Ungeklärt muß weiter bleiben, ob der in 31,5—31,8 m Tiefe im oberländischen Eglingsee unter Wasser erbohrte alluviale Moostorf mit *Hypnum exannulatum*[2]) unter sehr mächtigem (16,5 m) Kalk-

[1]) Hess von Wichdorff, a. a. O.; E. Kraus, Ostpreußenführer II, S. 57.
[2]) Nach Kaunhowen in »Ergebnisse von Bohrungen«, herausg. v. d. Pr. Geol. La., Heft 6, S. 223, 1914.

faulschlamm in größerer Bank ansteht und dann, wie anzunehmen ist, auf eine Wasserspiegelsenkung vor dem jetzigen Stand um über 30 m hinweist.

An anderer Stelle glaube ich eine beträchtliche Wasserspiegelhebung nach vorangegangener Absenkung erweisen zu können. Das Zedmarbruch bei Brassen, südlich Darkehmen, zeigt über Geschiebemergel die erste Periode eines in allmählicher Zufüllung begriffenen Sees mit Sandschlick, Seekreide und Lebertorf. Reiche Funde im Strandsand, die aber zum Teil in tieferem Niveau als der Seekalk liegen, beweisen, daß ein Fischervolk des Neolithikums an diesem See durch geraume Zeit starken Wasserrückganges auf einer Insel und auf dem Festlandufer Siedelungen besessen hat. Heute ist alles von Flachmoor überdeckt. Dies und die ungewöhnlich große Mächtigkeit des Lebertorfs in diesem Bruch läßt erkennen, daß nach dieser Siedelungszeit wieder ein Ansteigen des Wasserspiegels erfolgt sein muß, der übrigens durch Pfahlbautenfunde an anderer Stelle des Seeufers nachweisbar ist. Abgesehen von Klimaänderungen, die hier eine Rolle spielen, haben wir es zum mindesten beim Wiederansteigen des Seespiegels mit den Anzeichen einer Senkung, relativ zur weiteren Umgebung zu tun, die in junge, nachneolithische Zeit fällt[1]). Angesichts dieser Tatsache wird man daher nicht ohne weiteres sagen dürfen, wenn wir heute zunächst dem heutigen Wasserspiegel wie etwa bei Jurgutschen (Goldapmündung in die Angerapp[2])) neolithische Urnen und Feuersteingeräte vorfinden, daß folglich seit jener neolithischen Zeit die Wasserstandsverhältnisse bis heute wesentlich unverändert geblieben seien. Sie sind nur heute annähernd (etwas höher) wieder so als damals!

Verschiedene Funde[3]) am Mauersee zeigen, daß die ruckartige Bodenbewegung, die den Mauerseespiegel auf die tiefere Terrasse (128 m) abgesenkt hat, sich in neolithischer Zeit bereits abgespielt haben muß.

Damit besitzen wir weitere Anhaltspunkte für gewisse schwache Bodenbewegungen im Umkreis des großen Masurischen Tals. Andererseits scheint aus der von Kaunhowen betonten Konstanz aller Terrassenhöhen in diesem breiten Talzug ein starres, plattenartiges Verhalten zu folgen. Systematische Nachmessungen werden das zu prüfen haben; jedenfalls lassen sich im östlichen Randgebiet recht jugendliche, nachträgliche Verstellungen im Bereich des Kruglanker Horstes erkennen. Im Jahrb. f. 1923, S. 232, ist bereits auseinandergesetzt, daß der Sandhorst im Bereich des nordwestlichen Widminnersees eine schwache, posthume Hebung erkennen läßt. Die der Seerinne einst zufließenden kleinen Gewässer haben jetzt die umgekehrte Richtung und beginnen hart am See selbst.

---

[1]) Näheres über diese auf Anregung und in Verbindung mit dem Königsberger Vorgeschichtler, Herrn Prof. Dr. M. Ebert, vorgenommenen Untersuchungen wird eine spätere Veröffentlichung enthalten.

[2]) P. G. Krause, Erläuterungen zu Blatt Buddern, S. 35.

[3]) P. G. Krause, Dies. Jahrb. f. 1898, S. CCLXXIV. Desgl. Funde im Umkreis des Goldapgar-, Wilkus- und Brzuns Sees, sowie am Sapinental: ebenda f. 1900, S. LXXX.

Überblick

Die quartäre Bewegungsgeschichte des Baltischen Höhenrückens, so schematisch auch noch die stellenweise unscharfen Umrisse sind, die wir heute zu sehen vermögen, ist eine reiche und charaktervolle.

Verhältnismäßig spät scheint unsere Einheit als Individuum erwacht zu sein, erst damals, als sich dieses Erdrindenstück bei gewaltsamem Hochsteigen als lang gestreckte Scholle durch Aufbiegung wohl gegen Süden hin, durch Abreißen aber gegen Norden aus der Gemeinschaft mit dem großen, diluvialen preußisch-masurischen Senkungsfeld im Jungdiluvium loslöste.

Die ältere Geschichte unseres Erdraumes, die also mit jener der großen Senke wesentlich identisch ist, haben wir für das Quartär an Hand verschiedener Überlegungen als eine durch anhaltende Senkungstendenz beherrschte erkannt. Das zeigte die Erörterung der Sedimentmächtigkeit, die keine Beziehung zu einem stauenden Sokcel haben kann. Nur gewisse sockelartige Teile des weiten Senkungsfeldes selber zeigen Hebungstendenz; im allgemeinen überwiegt die Senkung und spricht sich zeitweise sogar orographisch durch das Hereinfluten des diluvialen Meeres aus.

Im späteren Diluvium erfolgt der Umschwung. Nun heben sich unsere heute noch orographisch mehr oder weniger gut individualisierten Hauptwölbungen heraus: Vor allen Dingen der Baltische Höhenrücken, die Elbinger Höhen, schwächer der Stablack, und wirklich ist der Samlandblock vor ihnen nur ein ähnlich gearteter Vorposten. Dagegen bleibt die Weichselniederung zurück. Eine weitgehende Unabhängigkeit der großen nordischen Eisstromrichtungen von dem heute im weiten Baltikum entwickelten Großrelief u. a. Gesichtspunkte sprachen uns dafür, daß auch der Norden in gleicher Weise erst zum guten Teil nachträglich, jungdiluvial, seine tektonische Formung erhalten haben dürfte. Einzelheiten in Ostpreußen: Störung der Eisrandgirlanden am Mauersee, Lokalisierung der Eispressungen, Drumlinfelder und namentlich auch die Einstreuung oft außerordentlich großer Sedimentschollen bewiesen das präglaziale oder subglaziale, tektonische Auftauchen von Wölbungen des Untergrundes.

Der Baltische Höhenrücken hob sich, wie die Rinnenskulptur zeigt, als eine im Norden[1]) aufgekippte Schollenplatte. Diese barst durch Torsionswirkung, so daß das oberländische Stück im Westen und das ostmasurische im Osten von ihrer SW—NO verlaufenden Nordkante sich gegen Südosten abdachten, während das Mittelstück, mit ostwestlicher Nordkante, ein südliches Gefälle erhalten konnte.

Wenn sich darauf jüngster, dünner Ton ruhig auflegt, so wird man teils an Abtragung des vorher gewölbten Reliefs, teils an vorübergehenden Stillstand der Bewegungen denken müssen.

Weitere Tatsachen aus der Zeit nach dem Eisrückgang schließen sich dem Gesamtbilde aufs Beste an. Die Verbiegung der ursprünglich als viel ebener anzunehmenden »diluvialen Hochflächen«, der

[1]) Wie für das Samland, so harmoniert auch für den baltischen Höhenrücken der Sinn der Schollenkippung nicht mit einem von W. Soergel (a. a. O. 1923) für wahrscheinlich gehaltenen Randwulst der nordischen Eiskalotte.

Oberkante des oberen Geschiebemergels, und die heutige Lage der an sie geknüpften Decktone bezw. Sandur macht die tektonische, nachträgliche Verstellung des ostpreußischen Bodens nicht weniger deutlich wie die schon erörterte jetzige Lage der Seeterrassen. Der Fauneninhalt des Interstadials und Postglazials mit seinem nicht mehr arktischen Charakter spricht gegen die Aufstauung eines einzigen masurischen Interstadialsees noch durch totes oder lebendiges Eis.

Schwache, jugendliche Bewegungsausklänge epirogenetischer Art lassen sich aus dem Profil am Goldapgarsee, aus dem Zedmarbruch und aus anderen, bereits durch neolithische Funde fixierten Vorkommen erschließen.

C. Die Bildung der grossen Senken

1. Überblick (vgl. Fig. 4)

Mit dem Baltischen Höhenrücken haben wir die wichtigste O—W-Form der Provinz als eine tektonische und Einzelheiten seiner Gliederung gleichfalls als tektonisch erkannt. An den nördlichen Aufbruchsrand schließt in O—W die große, weite Niederung des ostpreußischen Tonstaubeckens mit ihren mehr oder minder rundlichen Hebungsbereichen von Elbinger Höhen, Stablack. Ihr Nordand ist gleichfalls ostwestlich, denn der so von seiner Umgebung isolierte Samlandblock setzt sich noch als flache Schwelle unter dem wenig mächtigen Diluvium bis nach Ragnit fort, bis zum Anstieg des litauischen Sockels im Osten. Die Analogie zum westlichen, sichtbaren Stück, dem Samland, läßt eine Hebungstendenz durch das Diluvium hindurch auch für diese Schwellenfortsetzung vermuten, die sich ja auch in dem gering mächtigen Diluvium über ihr ausdrückt. Es ist recht wahrscheinlich, daß sie es auch war, die den vorübergehenden Stillstand des Eisrandes in der »samländischen Endmoräne« herbeiführte. Im übrigen aber ist dieser hier sehr schwach ausgeprägt, wie auch die ganze Schwelle, wie wir sogleich sehen werden, zurücktritt gegenüber einer kräftigen Struktur anderer Art.

Parallel zu der markanten West- und etwas weniger scharfen Ostbegrenzung unserer großen, vom mächtigen Diluvium eingenommenen preußisch-masurischen Mulde zeigt sich nämlich — also senkrecht zu den bisher betrachteten O—W-Großformen — eine ganz flache, breite Meridionalgliederung der Provinz.

Andeutungen gibt bereits die Unterkante des Diluviums, die sich im Süden des Samlandes, welches die Kulmination der eben erwähnten Schwelle darstellt, bei Heilsberg (»ermländischer Sockel« von Tornquist) und wohl[1]) bei Kiparren aus —20 bis —50 m NN. heraushebt. Angedeutet finden wir sie wohl auch durch die Erkennung der »westmasurischen Scholle« des Baltischen Höhenrückens, die mit ihrem Nordteil heute zwischen dem Samland und Kiparren unter dem Diluvium eine besondere Höhenlage einnehmen dürfte; wenigstens im Zentrum und im Westen. Ihre Nachbarschaft, das östliche Stück mit der

[1]) Denn eine präglaziale Senke von dieser Tiefe wäre ja vom Meere zum mindesten stark von Sediment erfüllt worden.

masurischen Senke und im Westen die »oberländische« Scholle, wie ich sie hier nennen möchte, liegen anscheinend etwas tiefer, zeichnen sich im großen ganzen durch noch mächtigeres Diluvium aus.

2. Die ostpreußische Senkungszone

Scharf ausgeprägt ist der Ostrand der den Baltischen Höhenrücken meridional durchsetzenden Masurischen Senke (»Masurisches Tal«). Im letzteren selbst wird das Diluvium — soweit das heute überhaupt gesagt werden darf — am mächtigsten (über 150 m in Darkehmen, bei Angerburg, Rastenburg). Im älteren Diluvium war diese große Senke offenbar noch nicht in dem Maße entwickelt, denn die bis auf — 60 und — 79 m NN. herabreichenden, diluvialen Sande sind wohl ohne Zweifel nicht marin und doch wäre das Meer sicher hier eingedrungen, wenn die Sande ursprünglich in dieser Tiefenlage zum Absatz gekommen wären.

So haben wir auch hier nachträgliche Bewegung, Senkung. Die andere Möglichkeit, daß nämlich das Eis gerade hier besonders kräftig ausräumend und dann anhäufend tätig war, besteht nicht. Wir können ihm nur eines von beiden, aber nicht beides am gleichen Ort zuschreiben, denn bei zeitlich verschiedener Wirkung würde gleichfalls die eine die andere aufgehoben haben. Sicher aber wird das Eis bestehende Höhenunterschiede verstärkt haben, denn es floß gewiß hauptsächlich in dieser tektonischen Senke. Das zeigt die Anordordnung der Endmoränen im großen für die jüngste Vereisungszeit (vgl. die Karte Fig. 4, S. 82 im Ostpreußenführer I).

Und blicken wir weiter nach Norden, so verlängert sich auch dorthin die Achse unserer großen »Ostpreußischen Senkungszone«; wenigstens für die jüngere Zeit. An das Skallischer Becken schließt sich das Flachgebiet von Darkehmen; es folgt jenes — trotz seiner in geringer Tiefe gelegenen Untergrundschwelle — unansehnlichste Stück der Samländischen Eisrandlage (s. oben) mit der offenbar bereits subglazial durch Schmelzwasser-Konzentration angelegten Deimerinne. Es folgt weiterhin die so sehr charakteristische Depression der Niederung, welche die Memel trotz des Walles der Willkischker Höhen und schon vorher das Minia-Urstromtal an sich gezogen hat, und schließlich die große, alte Meeresbucht, heute das Kurische Haff, das noch durch Überquerung der Windenburg-Rossittener Eisrandlage eine letzte Auswirkung unserer Senkungsachse anzeigt.

Durch diese breite Senke von tektonischer Anlage hat das Inlandeis einen Hauptstrom nach Süden vorgeschickt.

3. Die Weichselsenke

Die zweite Haupt-Eisinvasion erfolgte im Westen durch die Weichselniederung. Deren Vorgeschichte ist kurz folgende:

In der langen Zeit zwischen Senon und Unteroligocän fehlen uns Ablagerungen im Weichselgebiet[1]). Dieses lag hoch, ebenso wie seine

[1]) A. Jentzsch, »Über Phosphatvorkommen in Westpreußen.« Dies. Jahrb. f. 1918, I, S. 116.

Nachbarschaft. Im Unteroligocän aber unterscheidet es sich von — namentlich der östlichen — Umgebung durch besonders geringe Mächtigkeit (rd. 25 m im Maximum bei Marienburg, sonst 0—10 m), durch gröberes Korn der an Phosphatknollen angereicherten, sandigen Schichten. Unser Gebiet lag damals höher als die Umgebung, wurde von kräftiger Strömung heimgesucht und mag vom nahen nördlichen Festland seine Quarzgerölle erhalten haben. Diese Tendenz zur Heraushebung hält auch gegen die Miocänzeit hin an, denn wir bemerken vielfach, daß, wo das Oligocän nicht schon primär recht dünn ist, seine spätere Abtragung bereits vor dem Miocän vor sich gegangen sein muß. Dies gilt auch für die Braunsberger Gegend. Im Miocän ist dann die weitere Umgebung landfest geworden, jedoch bleibt noch die allgemeine Abdachung nach Süden, wo sich in den Seen tonigere Absätze entwickelten, und wo sich namentlich der weite Pliocänsee (Posener Ton) ausdehnte.

Mit dem Diluvium aber erfolgt eine völlige Umkehr der Abdachung: Nun treten die Meere nicht mehr von Süden, sondern von Norden her in das Weichselgebiet ein, das sich jetzt als Senke deutlich abzeichnet.

Wollen wir beurteilen, ob diese Senkung etwa auch hier tektonischer Natur ist, so können ähnliche Überlegungen wie bisher leiten.

Daß die Weichselsenke schon in älterer diluvialer Zeit als solche vorhanden war, das beweist das Erscheinen der marinen, diluvialen Ablagerungen, welche vermutlich im ersten[1]) und zweiten Interglazial, vielleicht bereits im Präglazial niedergelegt wurden, und zwar weit nach Osten bis über Friedland hinaus. Es liegt also nicht eine im jüngeren Quartär etwa zum erstenmal entstandene Senke vor — ebensowenig, wie bei der großen ostpreußisch-masurischen Senkung, deren Teil ja die Weichselmulde ist. Sie erscheint sogar in sehr beharrlicher Weise als deren tiefstes wiederholt durch das ganze Quartär kenntlich, wenigstens in den eisfreien Zeiten. Heute noch angedeutet durch das Gefälle des Pregels ist diese NW-Abdachung schon früher durch dessen Urstromtal, vor der letzten Vereisung durch das wiederholte Eindringen des Meeres gegeben.

Betrachten wir die Bohrprofile in der Weichselsenke, so zeigt sich ein überraschendes Zurücktreten von Geschiebemergel gegenüber periglazialem Material. Das könnte in derartigem Umfang ohne Senkung wohl nicht angehäuft worden sein.

Werfen wir schließlich einen Blick auf die Lage der Weichselsenke in regionaler Beziehung (Fig. 4), so zeigt sich auch da ihre Eigenart.

Westlich der Weichsel liegen die Verhältnisse nicht einfach; auch ist mir das Gebiet viel zu wenig bekannt, als daß ich hier mehr geben könnte als Skizzenhaftes. Die Pommersche Seenplatte dürfte in einer oder zwei Stufen nach der Weichselniederung im Osten abbrechen. Den nordwestlichen Rand des Pommerschen Höhenrückens

[1]) W. Wolff, Schriften der Danziger Naturf. Ges., 13, 1914, S. 83.

möchte ich analog der preußischen Platte zum Teil als eine Platte ansehen, deren Abfall von einer obersten Kante gegen Südosten hin mir für den Ausgang der letzten Vereisung durch die vielfach ausgeprägte Rinnenskulptur in NW—SO, sowie durch die von Keilhack geschilderte, sehr ausgeprägte Sandurzone am Südostfuß angedeutet zu werden scheint[1]). Genau wie in den Elbinger Höhen und im Samland greift auch südlich Danzig-Zoppot die vorletzte Vereisung mit der vorletzten Moräne unregelmäßig unter stärksten Glazialstörungen und ganz außerordentlicher Groß-Schollenbildung in die ältere Serie ein, in der u. a. graue, feingestreifte Tonmergel auftreten. Dieses vorletzte Eis hat, ohne Zweifel veranlaßt durch tektonisch neu geschaffene Reliefwiderstände, diese besonderen Stauungen geschaffen. Die Moräne des letzten Eises geht auf dem Plateau glatt über alles Chaos. Heute ist das Massiv im Westen sehr deutlich gegen Süden hin aufgebogen[2]): Zweierlei möchte ich dafür vorbringen. Erstens haben wir bei Prangenau im Radaunetal wesentlich das gleiche Quellniveau im Sand unter der obersten Grundmoräne vor uns, mit den gleichen, oft stark gestörten Tonmergeln, wie nahe südwestlich Langfuhr. Dieser Horizont liegt im Norden 50—70 m tiefer als an der Radaune im Süden. Zweitens muß man doch wohl die Ungleichmäßigkeit der Radaunegehänge (Zerschneidung durch Seitentäler fast nur im Süden; hier auch hauptsächlich die Quellaustritte!) auf diese geringe, aber merkliche Allgemein-Abdachung gegen Norden zurückzuführen. Freilich kommt man auf diese Verhältnisse unschwer erst dann, wenn man den ganz analogen, noch kräftigeren und allseitigen Anstieg gegen die Kuppel der Elbinger Höhen im Osten als solchen erkannt hat.

Zwischen dem pommerschen Höhengebiet im Westen und der hier etwas verschwimmenden Oberländischen Scholle der preußischen Platte im SO greift die Weichselsenke tief ein. Ihre südlichen Teile sind noch ungeklärt. In den Westteil der undeutlich gewordenen preußischen Platte baut sich der Straßburger Sockel[3]), an der Basis des Diluviums über + 50 m NN. hervortauchend, von Westen her ein. Dessen bemerkenswerterweise mit dem Drewenzurstromtal zusammenfallende SO-Begrenzung ist außerordentlich scharf in NO-Richtung gezogen; es dürfte hier eine Störung durchsetzen, ähnlich wie am Nordrand. Der so begrenzte Horst ragt als Fortsetzung der großen, schon dem Saxonischen Faltungsfeld zugehörigen Kujawischen Erhebung von Inowraczlaw nach Osten über die Weichsellinie vor.

Das betrifft zunächst den Sedimentinhalt und die Umrahmung. Bei Beantwortung unserer Frage nach Quartärtektonik dürfen wir uns unter diesen Umständen durch scheinbar gegen eine tektonische Ein-

[1]) Vielleicht spricht sich in dem Knick des Endmoränenverlaufes bei Neustettin die hier etwa durchschneidende Jentzsch'sche Störungszone (in Fig. 4 als »Kielcer Linie« nach Michael bezeichnet) aus. Ich habe das in der Skizze Fig. 4 etwas angedeutet.

[2]) Auf den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1924 konnten zahlreiche Teilnehmer unter der ausgezeichneten Führung der Herren H. Stremme und W. Wolff Einblick in diese Verhältnisse gewinnen.

[3]) Lewinski-Samsonovics, a. a. O., S. 123.

senkung sprechende Bohrergebnisse nicht irre machen lassen. Wir können es ja sehr wohl bei einem Krustenteil von so starkem Wechsel der Sedimentation mit wiederholten Verschiebungen zu tun haben, deren hebende und sinkende Effekte sich im derzeitigen Endresultat vielfach annähernd die Wage halten. Wenn immer behauptet wird, in der Weichselsenke liege die Kreideoberfläche nicht tiefer als in der Umgebung, so ist zu sagen, daß die Bohrungen in der wirklich höheren Umgebung die Kreide nie erreicht haben, weil die Bohrlöcher in zu bedeutender NN.-Höhe angesetzt sind. Das gilt für den Westen und Südosten, während ja nach Osten hin die Senke noch weit reicht. Gegen Süden steigt die Kreideoberfläche allmählich an. Im großen ganzen werden die vorangegangenen Einsenkungen durch die später und regional einsetzenden Hebungen in der Weichselsenke nicht ausgeglichen worden sein. So zeigt sich die Niederung beispielsweise gegen Ende der Vereisung deutlich dadurch ausgeprägt, daß sie einen großen Eislobus (= »jüngerer baltischer Eisstrom« von A. Jentzsch[1])) beherbergte, was Jentzsch aus der Verbreitung der gesteigerten Kreidegeschiebe-Führung entnimmt. Den aufgekippten Nordrand des Baltischen Höhenrückens hat damals das Eis nur noch wenig überschreiten können.

Was die Senke des Weichseldeltas selbst betrifft, so wurde schon wiederholt auf die Eigenart der allmählich niedersinkenden Umrahmung hingewiesen und darauf, daß sich am Rand in rund 40 m Höhe, aber auch höher und tiefer, Decktone weit ausbreiten[2]). M. E. ist es unmöglich, durch eine abhobelnde Eiszunge allein die kräftige, heute vom alluvialen Deltaland eingenommene Einsenkung in der Oberfläche des Diluviums zu erklären. Wohl läßt sich eine gewisse radiale Rinnenfächeranordnung der Skulptur in der weiteren Umgebung erkennen, aber man bedenke wohl, daß das Eis bei den heutigen Niveauverhältnissen gegen seinen Rand hin einen 70—100 m hohen Anstieg (das Alluvium der Senke ist ja wegzurechnen) auf nur 5—10 km Entfernung und plateauwärts sogar bis 150 m und mehr hätte zu überwinden gehabt. Solcher Anstieg müßte einen kräftigen Stau erzeugt, müßte den Eisrand längere Zeit dort festgelegt haben und hätte ohne Zweifel hier einen beträchtlichen, peripheren Endmoränenwall bedingt. Von dem aber sehen wir nichts! Das ganze westliche Randgebiet ist im Gegenteil flachkuppig, kuppiger nur das östliche und erst weiter im Plateau selbst erscheinen Endmoränen, die — abgesehen von der Gegend des Turmberges — keine besondere Entwicklung darstellen. Im Gegenteil: in 40 m NN. hat sich sogar weithin Deckton sedimentiert. Das kann kein typischer Rand eines kräftigen Zungenbeckens sein: das ist eine flexurartige Eintiefung.

[1]) A Jentzsch, Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1904, S. 155.

[2]) A. Jentzsch, Schriften d. Physik.-Ökonom. Ges. Königsberg, Jg. 21, 1880, Taf. I. Wenn dem entgegengehalten wird, daß doch aber die Kreide-Oberkante derartiges nicht zeigt, so ist zu sagen, daß wir ja gar nicht wissen, wie hoch oder tief diese vor der Einsenkung gelegen hatte. Sie mag recht hoch gelegen haben, zeigt doch die Umrahmung vielfach mehr als die doppelten Diluvialmächtigkeiten!

Wir kommen so auf etwas anderen Wegen auf Keilhack's Ansicht zurück, wobei uns die eventl. Verbiegung im Rheda-Lebatal (vergl. S. 638) und die mögliche, verschiedene Beurteilung der Heisternester Tiefbohrung belanglos erscheint (entgegen P. Sonntag, Geol. v. Westpreußen, S. 238).

Spät- und Postglazial. Sicher ist dann aber und bereits anerkannt, daß nachdem vorher das Meer wiederholt mächtige Sedimente namentlich interglazialer Natur abgelagert hatte, das Land bald darauf in der Zeit des großen Anzylussees wesentlich höher lag als das Ostseegebiet[1]): ja weshalb denn? Doch wohl ohne Zweifel nur infolge einer sehr beträchtlichen Hebung! An ihr kann man konsequenter Weise nicht vorbei gehen. Und diese Hebung hat weite Strecken des trocknen, von dem Eise als Seenlandschaft hinterlassenen Landes betroffen. Sie ist der Zeit ihres Eintrittes wegen als »Anzylushebung« zu bezeichnen.

Damit stehen wir aber für das Weichselgebiet vor der gleichen Erscheinung einer ausgedehnten postglazialen Hebung, wie wir sie für den Baltischen Höhenrücken und das Samland bereits an Hand der Seeterrassen-Stufen verfolgen konnten. Und auch die Einzelheiten stimmen überein, denn auch die Weichselniederung mit ihrer Umrahmung besitzt gleichartige Terrassenstufen!

Wir erwähnen sie hier nur kurz, denn sie wurden von P. Sonntag bereits zusammenfassend untersucht[2]). Dieser Autor war — entsprechend der allgemeinen Annahme — wieder der m. E. unberechtigten Meinung, er könne die Stufen durch ruckweises Zurückverlegen des jenseits nahe im Norden als Stau funktionierenden Inlandeisrandes erklären. Er hat bei seinen Terrassenvergleichen immer Niveaupersistenz angenommen (abgesehen von der nur lokal und ostseenah gedachten Litorinasenkung). Tut man das nicht, so sind die Geländearbeiten zwar sehr viel mühseliger, vermeiden aber unberechtigte Voraussetzungen, welche das Gesamtergebnis in Frage stellen. Schwache Verbiegungen mußte auch Sonntag anerkennen[3]), nur glaubte er, daß sie nicht so groß würden, um den Verlauf der Terrassen beeinflussen zu können. Der versuchte Nachweis von terrassenzugehörigen Eisrandlagen (im Haff- und Deltaland, auf den Elbinger Höhen) ist mehr als ungenügend ausgefallen. Außerdem spricht die S. 646 unten unter 6) festgestellte Unmöglichkeit, die ruckweise Absenkung der Wasserspiegel durch Stau an einem periodisch zurückschreitenden, dann wiederholt stillstehenden Inlandeisrand zu deuten, auch hier gegen jene Eisstauhypothese.

Die Terrassen des »Thorner Stausees« im Süden liegen heute nach P. Sonntag in:

---

[1]) R. Wolff, a. a. O., S. 97.

[2]) P. Sonntag, »Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes«, Schriften der Naturforsch.-Gesellschaft in Danzig, N. F. 13, Danzig 1914, S. 25—28, mit Karte.

[3]) Degl. Schrift. d. Danz. Nat.-Ges. 1913, S. 30. Nach der Kritik der Höhenlagen durch W. Geisler (»Die Weichsellandschaft von Thorn bis Danzig«, G. Westermann, Braunschw. 1922), S. 62, scheinen mir nicht unbeträchtliche Verbiegungen vorgekommen zu sein, die nicht allein exogener Natur sind!

75 m NN.

50—55 m NN.

45–50 m NN. = heutiges Niveau.

Entsprechend entwickeln sich 3 Talstufen in der Drewenz-Zuflußrinne nach A. Jentzsch. Bei Bromberg zählte dieser Autor und Keilhack 3 Terrassen des »Thorn-Eberswalder Urstromes« in:

75 m NN.

50—55 m NN.

40—45 m NN.,

außerdem die Verebnung in 40 m Höhenlage aus jener Zeit, in der die Weichsel bereits nach Norden durchbrach. Im Bereich des Graudenzer Stausees haben die Terrassenstufen heute folgende Höhe:

65—75 m NN.

41—45 m NN.

31—35 m NN.

Noch höhere Terrassenstufen haben nach Maas Gefälle nach Süden gegen das oberste Bromberger Niveau.

Auf die Möglichkeiten des Anstaues der höheren Terrassen-Gewässer kann ich hier nicht eingehen. Nach Norden zu soll das Eis gelegen haben, und wo die Abdämmung etwa nach Westen fehlt, oder wo eine Störung im Terrassenverlauf eintritt, da schien es zu genügen, im Bereich der betreffenden Stelle einen Endmoränenrest nachzuweisen, um auch für diesen fraglichen Punkt einen Eisrand verantwortlich machen zu können [1]). O. Maas [2]) war zu der Anschauung gekommen, daß die Mehrzahl der Seeterrassen sehr viel später, nach Verschwinden des Eises, entstanden seien.

Der Durchbruch zwischen Fordon und Schwetz, durch den sich die Gewässer des Weichselstromsystems so plötzlich aus ihrem Seen- und Urstromtalzug nach Norden hin abgewandt haben, verlangt noch kurz unsere Aufmerksamkeit. Denn hier senkt sich gleichzeitig auch die Unterkante des Diluviums um etwa 55 m nieder. Man spricht von einer Erosionsrinne im Tertiär. Solange man aber nicht die ebene Lagerung von dessen einzelnen Horizonten festgestellt hat, solange man namentlich auch durch mehrfache Erbohrung der Kreideunterlage nicht den Nachweis hat, daß auch diese ohne Störung die »Erosionssenke« durchschreitet, erscheint es mir sehr viel naheliegender anzunehmen, daß da eine grabenartige Einsenkung vorliegt. Denn die Vorstellung ist doch höchst schwierig, daß durch das gesamte Diluvium hindurch mit seinen Wechseln der Eisbedeckung und Vorlandverschüttung ausgerechnet diese Nordost-Südwest-Rinne erhalten worden sein soll. Das wird noch unwahrscheinlicher, wenn man die Höhendifferenzen des Reliefs von heute sogar an-

[1]) P. Sonntag, Geologie von Westpreußen, S. 191 ff. W. Geisler hat a. a. O., S. 24, bereits auf Schwächen der Sonntag'schen Annahme hingewiesen.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1904.

nähernd jenen des Reliefs unter dem Diluvium entsprechen sieht. Es liegt offenbar eine tektonische Depression jugendlichen Alters vor.

Nördlich dieser Störung, welche in die Kujawisch-Straßburger Erhebung einschneidet, liegt die Kreide-Oberkante wesentlich tiefer und senkt sich flach von 80—90 m auf tiefer als 100 m unter NN. im Delta- und Haffgebiet herab. Dürfen wir dieser heutigen Lagerung, die ja wie am Beispiel der Elbinger Höhen S. 30 zu sehen war, örtlich nur durch sekundären Ausgleich wieder annähernd der einer Platte entspricht, im allgemeinen trauen, so sind wir nicht überrascht, hier im Norden, im Umkreis des Deltalandes regelmäßige Terrassenverhältnisse festzustellen: Mit ziemlich gleichbleibenden Abständen, und ziemlich wagerecht ziehen die Terrassen dahin, eine höhere in 40—50 m NN. und eine tiefere in 17 m NN. Der Anstau lag im Norden, in dem einst höheren Ostseeland, welches jenseits die Südufer für den großen Anzylussee bildete.

Damit hätten wir nördlich Graudenz eine wenig verbogene Platte vor uns. Aber auch im Süden scheint das Phänomen der Seen recht einheitlich gewesen zu sein, wenn die Terrassen-Kombinationen stimmen. Auch das Gebiet von Bromberg—Thorn verhielt sich danach gleichmäßig, denn hier erscheinen gleichfalls zwei Terrassen, und wiederum annähernd die gleichen Abstände zwischen ihnen: rd. 25 m oben, rd. 10 m unten! Zudem lassen obere Terrassenreste einen Abfluß vom höheren Niveau des Graudenzer Stausees nach Süden auf die mittlere Talstufe im Thorn-Bromberger Becken nachweisen, und P. Sonntag hat von der 40 m-Terrasse bei Bromberg eine regelmäßige, absteigende Terrassenflucht auf die 17 m-Terrasse seines nördlichen »Danziger Stausees« verfolgen können. Diese Flucht hält sich rd. 10 m über der heutigen Talsohle. Liegen die Verhältnisse so, dann haben wir zu entnehmen, daß die von uns festgestellten südlichen Störungen der Platte *älter sein müssen, als die höhere der gleichmäßig entwickelten Terrassen*. Der Durchbruch von Fordon-Schwetz dürfte sich im Zusammenhang mit der plötzlichen Absenkung der Wasserspiegel um 20 m, also mit dem allgemeinen Aufsteigen unserer bereits einheitlich reagierenden Weichselplatte stehen.

W. Geisler nimmt (a. a. O., S. 62) eine weiträumige, gleichmäßige Anzylushebung und eine plötzliche, ruckartige Absenkung des Wassserspiegels in der Durchbruchszeit infolge des Eisrückzuges an. Wenn das Eis vorher stillstand, und das Land kontinuierlich stieg, und wenn das nach jener 20 m-Spiegelabsenkung auch eintrat, so kann auf diese Weise das Phänomen der Terrassen, d. h. der langdauernden *Festlegung* des Wasserspiegels auf zwei ganz bestimmten Höhenlagen nicht erklärt werden. Nur eine *ruckweise* Hebung ist hier annehmbar.

Wenn also für die Stufen nicht periodisch zurückweichendes Eis, sondern eine tektonische Periodizität verantwortlich ist, so hat sich offenbar hier eine ausgedehnte Senkungsplatte zu wiederholten Malen — auch hinsichtlich des Ausmaßes der Rucks — ziemlich *gleichartig verhalten* und herausgehoben.

Es liegt damit eine weitgehende Analogie zu der Senkungsplatte des Masurischen Tales vor uns, die, soweit das die bisherigen Feststellungen gestatten anzunehmen, auf über 80 km Entfernung gleichartigen Hebungsrucks gehorcht hat.

Die Umrahmung des Deltalandes hat jedoch an dieser Konsolidierung des Untergrundes noch nicht teilgenommen. Nach einer vorher beträchtlich höheren Lage hat sie sich offenbar, wie wir hörten, in jungglazialer Zeit eingedellt, dürfte dann zwar gleichfalls in dreimaligem, annähernd[1]) gleichartigem Ruck so wie die südlichen Landmassen aufgetaucht, darauf aber erneut eingesunken sein mit dem Endergebnis der heutigen Höhenunterschiede des Deltagebietes und der jetzt 110 m tiefen Danziger Bucht.

Eine dritte, tiefste Terrassenfläche mit Kiesen und Sanden wurde nämlich im Untergrund des Weichseldeltas in wenigen Metern Tiefe erbohrt. Sie ist nachträglich unter NN. versunken, und mit ihr weite Teile des Deltabereiches, die dementsprechend mehr Schlick und Sand erhielten. Torfflöze und fossilführende Flußsande liegen bis 12 m und 20 m unter der heutigen Ostsee, marine Schalen sind im Delta nur ein kurzes Stück landeinwärts erbohrt. Wir haben mit einem Betrag von 20—30 m die »Litorinasenkung«[2]) vor uns als ein wesentlich die Ostsee und das Deltaland betreffendes, gegenüber der regionaleren Anzylushebung mehr örtliches Phänomen. Als solches wirkte es aber gleichwohl auch auf das angeschlossene Flußsystem. Die Auffüllung des »Alluviums«, die Bildung der Talböden wird wesentlich auch mit ihr zusammenhängen.

4. Die Pregelsenke

Auch das Mündungsgebiet des großen Pregel-Urstromsystems zwischen der Baltischen und der Samländischen Platte verlangt hier Beachtung. Schon der tiefere Untergrund zeigt große Unregelmäßigkeiten in der Höhenlage der einzelnen Horizonte. Auf eine Entfernung von kaum 6,5 km sinkt die Kreide-Oberkante ziemlich gleichmäßig südöstlich ein von Holstein (11 m) bis Ponarth (97,3 m NN.). Eine haffnahe, von Südwesten gegen Nordosten, dann nach Osten umbiegende Senke von 60 m relativ vom Höhenunterschied wird ziemlich in gleicher Weise von der Oberkante der Bernsteinformation und der Unterkante des Diluviums gebildet.

Hier liegt ein vermutlich sehr ausgeprägtes, präglaziales Relief vergraben, dessen Widerstand vom Inlandeis überwunden wurde unter Abschiebung beträchtlicher Schollen von den hemmenden Rücken. Die noch heute durch Bohrung feststellbaren Höhenunterschiede muß man auf ältere, recht kräftige Schollenbewegung zurückführen.

---

[1]) Die Zusammengehörigkeit der Terrassensande der NW-Umrahmung auf 30—50 m NN. mit den annähernd um ähnliche Höhen herum verbreiteten Decktonen des südlichen Delta-Randgebietes erscheint mir noch als durchaus fraglich. An der Kuppel der Elbinger Höhen sind anscheinend alle älteren Terrassen zerstört.

[2]) Wahnschaffe-Schucht, »Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes« 1922, S. 391.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Dieses durch Spalten in besonderem Maße zerlegte Erdrindenstück besaß — nach der geringen Mächtigkeit des Diluviums zu schließen — während längerer Zeit offenbar Neigung aufzusteigen, denn eine Wölbung einmaliger Entstehung wäre wohl sicher von den Eismassen und diluvialen Schmelzwässern der Folgezeit abgetragen worden, zumal sie ja zumeist aus sehr lockerem Gestein bestand.

Jedenfalls zeigt sich dann aber, nach dem Verschwinden des Eises relativ zu den nördlichen und südlichen, in Einzelrucks aufsteigenden Platten (S. 661, 673) über diesem besonders stark zerrütteten Untergrund eine in betontem Maße zum Ausdruck kommende Senkungstendenz. Sie war so kräftig, daß die Niederung zum Abfluß des großen Tonstaubeckens wurde, welches seine Senkungstendenz durch die in seinem Bereich liegenden, besonders tonigen Geschiebemergel schon für Zeiten anzeigt, welche der letzten Vereisung vorausgingen. Auch die ausgedehnten Pregel-Urstromtalgewässer zog das versinkende Pregelmündungsgebiet an und leitete sie nach Westen weiter. Unsere Muldenlinie liegt nur wenig gegen jene weiter nach Norden verschoben, die wir eben von der Unterfläche des Diluviums erwähnten und ist Fortsetzung der von A. Jentzsch in seiner sehr wichtigen Arbeit[1]) schon 1885 nachgewiesenen Mulde bei Königsberg.

Unsere »Senke« ist relativ zu ihrer weiteren Nachbarschaft zu verstehen, denn sie nahm, wenn auch etwas weniger, gleichfalls Teil an späteren, ruckartigen Hebungen. Das sehen wir an der Ausprägung der beiden Pregeltal-Hauptterrassen, die mit Terrassen in der Haff- und Weichseldelta-Region in Beziehung gesetzt wurden.

Ein letzter Hebungsruck ließ die Wasser einschneiden auf ein drittes, tiefstes Flußbett mit groben Schottern und Sanden. Dieses liegt heute 6—20,5 m unter NN., wodurch m. E. die nachträgliche Einsenkung zweifelsfrei festgelegt ist.

Die verschiedenen Autoren, welche sich in dieser Frage der Übertiefung des Pregeltales scheuten, den hier angedeuteten Weg der Erklärung einzuschlagen, versuchten verschiedenerlei Hilfsvorstellungen.

In den Erläuterungen zu den Blättern Königsberg (1915, S. 13/14) und Ludwigswalde (1917, S. 15) lesen wir, daß die einbrechende Ostsee die Pregelrinne aufgerissen und dort unsere Flußschotter geschaffen habe. Es fehlen jedoch alle Anzeichen dafür, daß wirklich einmal Ostseewasser die sehr weit landeinwärts reichende Depression geschaffen hätte. Zudem wird von Hess von Wichdorff (1915, a. a. O., S. 19/20) am gleichen Orte zugegeben, daß die 6—8 m unter NN. erbohrten Torflager am Grunde des Pregeltales nicht anders als durch eine 6—8 m betragende Landsenkung nach ihrem Absatz erklärt werden kann.

Vielleicht deutet das häufige Auftreten von 2 Torflagern, ge-

[1]) A. Jentzsch, »Beitrag zum Ausbau der Glazialhypothese und ihre Anwendung auf Norddeutschland«, Jahrb. Pr. Geol. La. für 1884, S. 481.

trennt durch Süßwasser-Faulschlamm und Sand, auch hier noch auf eine ruckartige Unterbrechung des Verlandungsvorganges hin.

Kaunhowen glaubte (Erl. zu Blatt Ponarth, S. 14) sagen zu können, daß unter den jetzt vorliegenden Höhenverhältnissen »gewaltige Wassermassen mit mächtiger Strömungskraft die groben, steinig-kiesigen Schichten abgelagert, gleichzeitig die Rinne ... ausgewaschen« hätten. Aber woher soll dann bei dem heute fast völlig mangelnden Gefälle diese mächtig strömenden Gewässer gekommen sein? Ebbe und Flut, welche noch eher in Frage kommen würden, sind weit entfernt. Mit der Annahme einer bloßen Umspülung steiniger Endmoränen ist bei einer Schottermächtigkeit von über 12 m nichts erzielt. Zudem finden sich zu wenig Blöcke und die Abrollung der Gerölle ist viel zu gut. Auch ist nicht denkbar, daß es einem Fluß gelingt entgegen der in wesentlich größerer Höhenlage gegen ihn vordringenden Ostsee auf so viele Kilometer hin gleichmäßig grobe Gerölle über sein ganzes Bett auszubreiten. Er hätte die Gerölle schon viel früher fallen lassen müssen.

Zuzugeben ist selbstverständlich, die sehr beträchtliche, ausfegende Kraft eines Flusses auch in seinem Mündungsgebiet dann, wenn diese etwa durch starke Eisstauungen oder durch Vereinigung sehr starker Hochwasserwellen vom Oberlauf her in katastrophaler Weise belebt wurde. Ein derartiges Beispiel hatten wir gelegentlich des Hochwassers am 31. III./1. IV. 1924, wie Herr Oberbaurat Bertram den Teilnehmern an der Tagung der Deutsch. Geol. Gesellschaft 1924 in eindrucksvoller Weise auseinandersetzte. Durch das ganz ungewöhnliche Zusammentreffen der Hochwasserwellen von Narew-Bug und aus den Karpathen kam der eisbeladene Strom mit gewaltiger Wucht an und vermochte, alle Buhnen zerstörend oder beschädigend, noch im Delta sein Bett um nicht weniger als 7—8 m zu vertiefen. Heute liegt es daher 12—13 m unter dem Ostseespiegel. Das sind aber extreme Grenzfälle, die für unseren Pregel nicht in Frage kommen: dieser ist fast doppelt so stark übertieft, an ihm hatte keine Regulierung für Konzentration der Gesamtwucht auf eine einzige Hauptrinne gesorgt, er war nie ein so bedeutender Strom, wie die Weichsel. Auch wäre trotzdem nicht die tiefe Lage der Flachmoore unter NN. erklärt.

Ebensowenig ist es möglich hier, in den Urstromtal-Aufschüttungen, etwa die Pregelrinne subglazial ausfurchen zu lassen[1]), und gegenüber C. Gagel's Einwand[2]) bleibt immer bestehen, daß das Flachmoor so tief liegt.

So bleiben wir bei der Ansicht, die A. Jentzsch schon vor einigen Jahrzehnten wiederholt ausgesprochen hat[3]). Die Einsenkung hat 10—20 m betragen.

[1]) K. Keilhack, Jahrb. Pr. Geol. La. für 1898, S. 149.

[2]) C. Gagel, ebenda für 1910, I, S. 212.

[3]) Siehe z. B. »Das Schwanken des festen Landes«, Schriften der Phys.-Ökonom. Ges. Königsberg 16, 1875, S. 96. Auch A. Tornquist hat sich 1914 die Sachlage durch schwache Senkung erklärt, vergl. Schriften der Phys.-Ökonom. Ges. Königsberg Pr. 54, (1914), S. 224.

Weiter nach Westen haben wir heute die Haffsenke. Auch ihr kommt eine tektonische Bedeutung als Fortsetzung unserer Pregelsenke zu, deren Gewässer sich einst, wie sich am Haff-Südrand zeigt, weit durch das Haffgebiet gegen Südwesten erstreckt haben. Die wichtigste Feststellung ist da die Pillauer Bohrung, durch welche alluviale Süßwasserbildungen in 20—36 m unter NN. sicher festgestellt sind. Man hat versucht sich diese Lage, die nach A. Jentzsch (a. a. O.) eine beträchtliche Senkung beweist, darauf zurückzuführen, daß eben früher das Haff 36 m tief war. Aber wo lag denn dann die das Haff so vollständig von der Ostsee absperrende Nehrung? Wir haben keinen Anhalt dafür, daß sie einst beträchtlich weiter draußen gelegen hat, sondern wissen, daß sie recht jung[1]), nicht altalluvial wie unsere Süßwasserabsätze, ist und an die diluvialen Aufragungen, auf denen sie heute noch liegt, sich angegliedert hat. Außerdem kann man sich auch ohne vorherige Senkung eine solch starke Mulde gar nicht entstanden denken; wer soll sie denn gebildet haben? Nach dem Rückgang des Eises gibt es hier weit und breit keine marinen Bildungen als Stütze für eine etwa bereits subglazial geschaffene Senke, vielmehr die Anzeichen dafür, daß das heutige Ostseegebiet in der westlichen Nachbarschaft wesentlich höher lag.

Im Bereich der Pregelrinne finden wir starke Zerrüttung des vordiluvialen Untergrundes, Senkungstendenz während des Diluviums, auch noch während des älteren Alluviums, jedoch nur relativ zu der stärker als unser zurückbleibendes Gebiet gehobenen nördlichen und südlichen Nachbarschaft, gegen NN. eine schwache, ruckweise Heraushebung; Senkungstendenz herrscht schließlich noch in junger Zeit bis in das Frische Haff hinaus.

5. Die jungen Bewegungen im Senkungsbereich des Kurischen Haffs und der Nehrung. Bewegungen der Niederung des Memeldeltas

Nördlich der flachen Schwelle vom Samland bis nach Ragnit (s. S. 676) von der das Eis wohl auch jene Schollen von Interglazial abgeschoben hat, die heute im Pregelgebiet auf sekundärer oder, noch umgelagert, auf tertiärer Lagerstätte angetroffen werden, und westlich des sehr gleichmäßig ansteigenden Randes des litauischen Plateaus breitet sich heute eine weite Senke. Sie bildet den Grund des markanten rechten Winkels, mit dem hier die gesamte Ostsee abknickt, und ist in der »Niederung« zum großen Teil schon von den Sinkstoffen der Memel erfüllt. Die regionale Bedeutung dieser Senke als Eintrittsstelle des Eises in die große, durch ganz Ostpreußen nach Süden deutliche Senkungszone haben wir S. 693 erkannt. Es kommt uns noch darauf an, zu sehen, ob sich auch hier die Geschichte und Eigenart der Bodenbewegungen ermitteln läßt.

---

[1]) A. Klautzsch, »Zur Entstehungsgeschichte der Frischen Nehrung«, Jahrb. Pr. Geol. La. für 1917, I, (38), S. 177.

Schumann[1]), dann namentlich G. Berendt[2]) konnten die Verhältnisse nicht anders als durch einen zweimal wiederholten Wechsel von Hebung und Senkung erklären. Zwar werden wir die »erste Hebung« Berendt's deshalb nicht mehr annehmen, weil wir nicht mehr auf dem Boden der Drifttheorie stehen, und die »erste Senkung« nicht mehr dadurch stützen dürfen, daß die von Berendt für marin gehaltenen Dünensande heute 30—40 Fuß über NN. liegen. Aber eine anfängliche Tieflage des Landes gegenüber NN. in der Zeit des Eisrückzuges und eine darauffolgende, ruckartige Hebung ist auch hier durch die bereits von Schumann mitgeteilte Beobachtung gesichert, daß eine mittlere Terrassenstufe zwischen Diluvial-Hochfläche und heutigem Niederungsland von Memel bis Windenburg verfolgbar ist. Sie kann nur — wie wir heute, wo wir auf dieser Stufe nichts Marines kennen, sagen — durch eine offenbar ausgedehnte Seeverbreitung geschaffen sein, aus deren Spiegelhöhe später das Land um 5 m über NN. emporrückte. Damit übernehmen wir aus dem Berendt'schen Bewegungssystem als erstes Glied nur dessen »zweite Hebung«. Der Gesamtbetrag dieses Hebungsrucks stellt sich auf rd. 8 m, denn wir sehen, daß sich die nächst tiefere Strandmarke, heute rd. 3 m unter NN. liegend, als »Krantas«-Böschung im östlichen Randbezirk des Kurischen Haffs regelmäßig verfolgen läßt. Ich möchte diese Böschung nicht als einen gewöhnlichen Scharberg auffassen, denn die heutigen Strömungsverhältnisse im Haff vermögen einen solchen nicht verständlich zu machen. Zudem findet man über ihm, gegen das heutige Haffufer zu, noch die Reste von Erlen und von anderen Waldbäumen und dazu etwa 1 m unter dem Haffspiegel den an angeschwemmtem Bernstein reichen, marinen Strandwall nördlich der Windenburger Ecke.

So sehen wir nach einer vorangegangenen Tieflage unseres limnischen Beckengebietes eine ruckartige Hebung auf ein zweites, zum mindesten teilweise marines, Terrassenniveau. Heute liegt dieses unter dem Haffspiegel; nicht viel, aber ganz unverkennbar. Am Pegel der NN.-Lage gemessen und mit Rücksicht darauf, daß diese jetzige Tieflage nicht allenthalben gleich ist, schließen wir wegen der stattgehabten Senkung nach der Hebung auf Berendt's zweite Senkung (a. a. O., S. 65). Die weiteren Anhaltspunkte Berendt's brauche ich hier nicht zu wiederholen; auch A. Tornquist[3]) gibt sie zu, und Kaunhowen betonte[4]) die auffällige Tiefenlage der unteren, schwarzen und typischen Flachmoorschicht: 3,2—4 m im Orte Russ, 5,5 bis 6 m auf der Halbinsel zwischen Atmath und Skierwiethstrom, zu

[1]) Schumann, »Über Hebung und Senkung der südlichen Küste des Baltischen Meeres«, Preußische Provinzialblätter, 3. Folge, Bd. IX, Heft 1, 1864; abgedruckt auf S. 160—171 in den »Geologische Wanderungen durch Altpreußen» bei Hübner & Matz, Königsberg Pr., 1869.

[2]) G. Berendt, »Geologie des Kurischen Haffs«, Schriften der Phys.-Ökonom. Ges Königsberg, Jahrg. 1868.

[3]) »Geologie von Ostpreußen« S. 197.

[4]) Erläuterungen zu Blatt Königsberg, S. 20.

Schanzenkrug an der Gilge sogar in 8—9,3 m Tiefe. Diese Bohrergebnisse sind keine »Vermutungen«, sondern nicht zu widerlegende Nachweise für eine junge, regionale Senkung in weiten Teilen des Memeldeltas.

Schon vorher war A. Klautzsch[1]) bei seiner sorgfältigen Untersuchung des Großen Moosbruches zu dem Ergebnis gekommen (a. a. O., S. 256/257), daß sich die Geschichte dieses mächtigen Moorkomplexes nur im Zusammenhang mit verschiedenartigen Bodenbewegungen verstehen lasse. Er nimmt eine erste Hebung und Senkung, darauf eine zweite Hebung und Senkung an. Mit Rücksicht auf die Anzeichen für mindestens eine postglaziale Trockenperiode, welche hier nicht übersehen werden darf, möchte ich zwar dieser Gliederung nicht in allen Stücken folgen; es steht aber andererseits fest, daß Klimaschwankungen allein für die Deutung hier nicht genügen, und daß im Moosbruch gleichfalls die jugendliche, regionale Senkung zum mindesten sichersteht.

Die Bewegungen auf der Kurischen Nehrung

Meeressäume bieten die beste Gelegenheit zur Feststellung epirogenetischer Bewegung. Das bestätigt sich ostseewärts noch im Bereich der Kurischen Nehrung.

Grundlegende Bedeutung kommt dabei dem wohlbekannten[2]) Strandprofil am F-Gestell auf der Kurischen Nehrung zwischen Cranz und Sarkau zu. Die einzige beträchtliche »Diskordanz« dieses Profils ist jene über dem rundlichen, flach abgespülten Geschiebemergel. Wenn einmal die Ostsee, wie wir das wohl aus den nachfolgend erwähnten Bohrergebnissen im Cranzer Moor und aus der Abspülung der Labiauer und Schaakener Ebene zu entnehmen haben, mit Gewalt in das Land vorgedrungen ist, so ist sie irgendwann[3]) nach Bildung der diluvialen Grundmoräne, aber jedenfalls vor Absatz des Süßwasserfaulschlammes mit *Limnaea* und vor der Moostorfbank, die beide dem Geschiebemergel aufruhen, eingedrungen. Diese ganz lockeren Schichten hätten keinesfalls der ungestümen Brandung widerstanden, wie das Hess von Wichdorff[4]) anzunehmen scheint. Daran müssen wir festhalten, und das stimmt auch durchaus überein mit dem, was die Bohrungen im Cranzer Moor ergeben haben.

In diesem Gebiet, an der Wurzel der Nehrung, trafen die Bohrungen überall Torfmoor bis mehrere Meter unter NN. an. Darunter zunächst Süßwassersand und Mergel, dann da und dort Ostseekies, welcher in 6—12 m unter NN. dem diluvialen Geschiebe- bezw. Tonmergel aufruht. Also auch hier trat nach dem Abschmelzen des

---

[1]) A. Klautzsch, »Geologische Verhältnisse des großen Moosbruchs in Ostpreußen unter Berücksichtigung der jetzigen Pflanzenbestände«, Jahrb. Pr. Geol. La. für 1906, (27, 1909), S. 230.

[2]) Tornquist, a. a. O., S. 212 ff.; Hess von Wichdorff, »Geologie der Kurischen Nehrung« S. 12—19.

[3]) Die Beziehnng dieser Wasserverbreitung zu dem Tonstaubecken des nordöstlichen Samlandes ist noch ungeklärt.

[4]) Vrgl. z. B. Erläuterungen zu Blatt Bledau, S. 31.

Eises einmal die Ostsee über das Land vor, um ihren Brandungsschotter zurückzulassen.

Wir fragen uns, wie ein derartiges Übergreifen der Ostsee zustande gekommen ist. Genügt es, daß die See an irgend einer Stelle in das Land einbrach und vermochte sie hier durch ihre Brandung allein eine so geräumige und an manchen Stellen so tiefe Bucht in das Land zu schlagen, wie wir sie uns rekonstruieren können? Denn die Brandungswirkung sehen wir im ganzen Bereich des Kurischen Haffs und ein gutes Stück ins Memeldelta herein, nach Süden auf die flachen, abgespülten Geschiebemergelebenen emporreichen. Das Cranzer Tief geht 12 m unter den heutigen Seespiegel herab, und noch wesentlich tiefer, nämlich im Durchschnitt 19—24 m, örtlich sogar bis 36,5 m[1]). Soll allein die brandende Ostseewelle das Land auf solche Ausdehnung hin ausgegraben haben?! Ich glaube, es wird jeder darin zustimmen, daß derartiges außerhalb des Möglichen liegt.

Höchstens bei dem plötzlichen Durchbrechen eines Nehrungswalles wäre ein solcher Einbruch denkbar; wir kennen aber kein Anzeichen für das Bestehen einer Nehrung in jener Zeit. Weder hat man bei den Nehrungsbohrungen unter dem älteren Ostseekies und -sand die Anhäufung eines Nehrungs-Sandwalles über dem Diluvium nachgewiesen, noch liegt irgendwo der ältere Ostseekies und -sand über Haffablagerungen oder Süßwasserbildungen, welche andere, küstennahe Depressionen anzeigen könnten. Jedes Anzeichen fehlt für die durch Hess von Wichdorff für die damalige Zeit angenommene, unter das Ostseeniveau herabreichende Niederung des litauischen Hinterlandes und für eine Nehrung, die hätte durchbrochen werden können.

Vielmehr stellt sich die Tatsache des Vordringens der See m. E. ohne Frage als Ergebnis weitreichender, beträchtlicher Senkungsvorgänge dar, falls nicht überhaupt nach dem Rückzug des Eises das Land relativ zur NN.-Lage bereits tief lag.

Dann aber mußte die See einem Süßwasserbecken weichen. Man spricht da von einem »Haff«, obwohl sich die Nehrung doch erst später gebildet haben dürfte. Der stark abgetragene, aber unebene Seeboden erhielt nun eine wenig unterbrochene Decke von Süßwassersand und schlick (1,2—3,2 m mächtig), und dieser vielleicht küstennahe See verlandete, nachdem er örtlich noch etwas Seekalk abgeschieden hatte, durch Hereinwachsen der Ufervegetation. Schließlich wölbte sich noch Hochmoor über das ganze.

Bis 7,5 m Mächtigkeit besitzt das Flachmoor. Es ist nicht möglich, daß das Becken, als es zu verlanden begann, 7,5 m tief gewesen sein könnte. Die Verlandungspflanzen gedeihen nicht so tief. Ich muß hier, wie für ähnliche Fälle, eine schwache Versenkung für die Verlandungszeit annehmen.

Für die Zeit vorher werden wir dagegen nicht ohne die Annahme einer Hebung auskommen. Denn wir wäre sonst die Bildung eines Süßwasserbeckens zu verstehen, das sich offenbar bis über den heutigen

[1]) Hess von Wichdorff, »Geologie der Kurischen Nehrung« S. 176.

Ostseestrand hinaus nach Nordwesten erstreckte? Wo ist der Damm, welcher dieses Becken lange Zeit so gut wie vollständig von der See abschloß, deren Spiegel nach den heutigen Niveauverhältnissen zahlreiche Meter über dem Boden des Süßwasserbeckens gestanden haben müßte? Wir haben gar keinen Anhalt für einen solchen Damm auf dem allmählich zu größerer Tiefe niedertauchenden Ostseeboden, für eine weiter draußen einst liegende Nehrung[1]), ebensowenig wie für die vorangegangene Zeit.

Nach der Vereisung lag die Nehrungswurzel tief, denn die Ostsee konnte eindringen, sie hob sich bis weit in die See hinaus, denn Süßwasserbecken im Bereich des »Cranzer Tiefs« und Umgebung dehnten sich aus und verlandeten durch lange Zeit unbehelligt von der Ostsee, und sie senkt sich dabei ganz allmählich.

Diese Bewegungsgeschichte zeigt ja auch das Profil am F-Gestell, nur hat sich hier das Gebiet nach der Hebung kaum gesenkt: Die Absätze des Süßwasserbeckens sind nur wenig mächtig, die Verlandung war kaum nennenswert; es hat sich nur die Moosfennschicht gebildet, während im Westen, Südwesten und Süden 4—7,5 m mächtiges Moor entstand.

Von einem späteren »Ostseeeinbruch« sagen unsere Profile gar nichts. Darf man wirklich aus dem etwas subarktischen Charakter der von Menzel aus dem Faulschlammkalk bestimmten Schnecken einen so weitreichenden Schluß ziehen, so wäre es der, daß der »Einbruch der Ostsee« bereits vorher, in spätglazialer Zeit, also noch im jüngsten Diluvium vor sich gegangen ist.

Das rasch zugefüllte Seebecken am F-Gestell wurde von Flugsand eingedeckt.. Dieser Flugsand ist bereits Nehrungssand, und seine Ausläufer können ja weiter im Westen auch auf dem festen Samland verfolgt werden. Die Mächtigkeit aber seiner Anhäufung am F-Gestell, die gegen Nordosten in der Nehrung noch steigt, scheint anzudeuten, daß die See in den Bereich der flach abgespülten Geschiebemergel-Untiefen einst besonders viel Sand hereinlegte, daß hier tote Winkel neben der Küstenströmung waren. Das ist nur denkbar, wenn unser Landstück vorher bei der Hebung etwas weniger hoch gekommen war als das westliche und südliche Moorgebiet mit seiner nur am Nordrande merklichen Seewirkung, so daß schon nach der Moosfennbildung eine geringe Senkung genügte, um das Land unter die Ostsee zu tauchen.

Ein Anzeichen für solche jüngste Senkung finden wir auch in der heutigen Tiefenlage des »versunkenen Waldes von Cranz«[2]). Bohrungen haben gezeigt, daß unter dem Seesand der Vordüne und des landwärtigen, flach hügeligen Geländes östlich Cranz

---

[1]) Gewiß zeigt heute die Nehrung an manchen Stellen eine gewisse Verschiebung gegen SO hin, doch kann dieser Vorgang nicht etwa eine weit draußen liegende Nehrung von einst erweisen: das ergibt sich aus dem heutigen Küstenverlauf und aus der Lage der diluvialen Kerne, welche offenbar schon die Anlage des Sandwalles bedingt haben.

[2]) Es liegt hier eine Ausgleichsküste vor, denn sonst würde die See längst in dem weichen Torf eine Bucht eingefressen haben!

ein Moorlager von durchschnittlich 3—7,5 m Mächtigkeit durchzieht. Von Kl.-Thüringen über Schwendlund bis fast Darienen grenzt es ans Kurische Haff, reicht aber östlich noch weiter [1]). Hess von Wichdorff führte die tiefe Lage der Sumpfwaldreste und des Cranzer Moores 3 m unter dem Ostseespiegel auf sekundäre Niederpressungen durch Auflagerungen zurück. Er meint, daß die wasserreichen Hochmoor-Moostorfschichten, welche sich im Cranzer Hochmoor auf den Flachmoortorf legten, diesen und den Haffmergel niedergedrückt hätten, daß Umwandlungen, die den Torf teilweise verfestigten, eine große Volumverminderung herbeigeführt hätten. Ich gebe gewisse Bewegungen durch Belastung von oben zu [2]). Keinesfalls aber ist zu verstehen, wieso der wasserreiche Moostorf schwerer sein soll als der wasserreiche Flachmoortorf, oder gar als der wasserreiche Mergel, die er beide vermöge seines Gewichtes sollte verdrängen können. Der Gegenbeweis gegen diese Möglichkeit liegt schon darin, daß auch in den Bohrungen, die unter dem Torf keinen Haffmergel, sondern gleich das Diluvium anfuhren, die Moorunterkante nicht weniger tief liegt. Eher noch könnte eine gewisse Niederpressung durch den Sand am Strande erfolgt sein.

Da wir die Möglichkeit einer nachträglichen, diagenetischen Verlagerung der ursprünglichen Ablagerungsniveaus in dem Umfang, wie sie Hess von Wichdorff annimmt, ablehnen müssen, sind wir gezwungen, der auf der Hand liegenden früheren Deutung beizutreten, daß die Tiefenlage unseres Moores und damit auch des »versunkenen Waldes von Cranz« wesentlich mit einer nach seiner Bildung vollzogenen, allmählichen Senkung, hier um mindestens 3 m, zusammenhängt. Es ist zwar nicht ein Wald versunken, wohl aber ein Moor mit Baumresten.

Aus dem allen folgt für den Bereich der Kurischen Nehrung folgende Bewegungsgeschichte:

1. Eine Tiefenlage oder Versenkung nach Zurückgehen des Eises: Überflutung durch die Ostsee bis weit landeinwärts,
2. eine regionale Heraushebung, deren ruckweisen Charakter wir hier aber nicht sehen, und die am F-Gestell geringer war als bei Cranz oder etwa Pillkoppen,
3. eine örtlich ziemlich verschieden verlaufende Senkung: bei Cranz im Moorgebiet während der Moorbildung allmählich und nicht unbeträchtlich, dann aber Stillstand nahe unter NN.; im Nehrungsbereich zunächst geringe Senkung (keine Moorbil-

[1]) Bei sedimentpetrographischen Untersuchungen konnte ich am Grund des seichten Haffes nördlich Neufitte z. B. das elastische Polster des hier unten durchziehenden Moores erbohren.

[2]) Hess von Wichdorff's Argument (a. a. O., S. 165), daß mittlere Teile des Cranzer Hochmoores für den Flachmoortorf eine geringere Mächtigkeit zeigen, als randlich, beweist für unseren Fall nichts Bekanntlich wächst das Hochmoor von innen nach außen, hat also innen früher zu wachsen begonnen und daher mächtiger werden können als weiter außen, wo damals noch das Flachmoor in Weiterbildung war und dicker wurde. Zusammenpressungen durch Überlastung sind andererseits sicher nachgewiesen, vergl. A. Jentzsch, Blatt Nickelswalde.

dung!), dann aber Eintauchen unter die Ostsee, welche den Nehrungssand häufte.

Die darauf über NN. aufgeschüttete Sandwallbildung der Nehrung zeigt weitere Periodizitäten [1]). Ich konnte folgende 4 Zeiten unterscheiden:

a) Zeit der alten Dünen und ihrer teilweisen Zerstörung durch den Wind: »Parabeldünengelände« von Schwarzort und Nidden.
b) Zeit des alten Nehrungswaldes, der natürlichen Festlegung der Dünen.
c) Zeit der jungen Wanderdünen und der Verschüttung unter weitgehender Zuhilfenahme des alten Dünensandes.

Schließlich, wenn man will:

d) Zeit der künstlichen Festlegung.

G. Braun hat 1912 [2]) die Dünengebilde in eine Davis'sche Altersreihe gestellt. Zwei Voraussetzungen müßten dafür aber erfüllt sein: erstens, daß eine Meeresküste, je älter sie wird, um so mehr den Charakter der Schwemmlandsküste verliert und in den einer Abrasionsküste übergeht, sowie zweitens, daß in der Tat beiderlei Küstencharakteren (Anschwemmungs- und Abrasionsküste) den ihnen hier zugeordneten Dünenerscheinungen entsprechen. Ersteres wird nur für wenig Küstenstücke dargetan werden können, letzteres entspricht nicht den m. E. wohl begründeten Ausführungen Sokolow's [3]). Speziell ist die Wanderdüne der Ausdruck einer Dünenbewegung, die der Zeit der »jungen« Aufbauformen entspricht mit dem einzigen Unterschied, daß jetzt eben aufgespeicherte, ältere Sandmassen zur Verfügung stehen und mit in die Bewegung einbezogen werden. Es kann also die Zeit der Wanderdüne nicht als Kennzeichen für Reife, Festlegung und Ruhe neben einer Abrasionsküste angesehen werden. Zudem gehören gerade Küsten kräftiger Abrasion und solche ausgedehnter Dünenentwicklung zusammen (Küsten der Landes, Samland, Nehrung). Gesteigerter Abtrag an Küstenstrecken, die der Küstenströmung und der Brandung offen liegen, produziert den meisten Sand, ist damit die wichtigste Vorbedingung für die Entstehung von Küstendünen, nicht aber von »reifen« Formen. Unsere Perioden sind nicht Glieder des Ablaufes gleichbleibender Vorgänge, sondern die für Dünenbewegung günstige Zeit hat sich zweimal wiederholt.

Es liegt nun nahe, diese Periodizität als Ausklang der vorangegangenen Bewegungen anzusprechen, und wir fragen uns, ob gesteigerte Sandproduktion, offenbar die wichtigste Vorbedingung der Dünenwanderung, stärker bei Hebung oder bei Senkung sein wird. Bei

[1]) E. Kraus, »Geologischer Führer durch Ostpreußen« I, S. 104.
[2]) G. Braun, »Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen«, Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde, Berlin, Heft 15, 1911, S. 169.
[3]) Sokolow, »Die Dünen«, aus dem russischen übersetzt von Arzruni. Berlin, bei J. Springer, 1894, S. 38 ff.

Küstenhebung stehen sich zwei Wirkungen entgegen: wird die Sandküste herausgehoben, so liefert sie noch den an ihr liegenden Sand landeinwärts, dann aber nur noch wenig; die ihr zuströmenden Flüsse bringen mehr Material heran, weil sie sich etwas einschneiden, und außerdem wird infolge der Absenkung des Grundwasserspiegels bis zu einem gewissen Grade mehr trockener Sand dem Winde preisgegeben [1]). Andererseits vermindert sich der Abrasionsbetrag, weil im allgemeinen eine Flachküste entsteht. Aus dem Zusammenfallen von Abrasionsküste und dünenreicher Küste [2]) scheint sich zu ergeben, daß der letztgenannte Ausfall an Küstenabtrag jeden Zuwachs bei weitem übertrifft. Bei Senkung entstehen dagegen früher oder später Kliffs, welche sehr viel Sand liefern. Sokolow [3]) sagt daher a. a. O., S. 49 sehr richtig: »Somit ist das Ergebnis der Hebung eine Befestigung alter Dünen, das des Sinkens ihre Wiederbewegung und Umgestaltung und eine Bildung neuer Dünen gewesen.«

Solange daher raschere, jugendliche Klimawechsel von einschneidender Wirksamkeit nicht nachgewiesen sind, werden wir auch unsere jüngstenPeriodizitäten auf solche tektonischer Bewegung zurückführen müssen. Die Zeit a) der alten Dünenwanderung deckt sich noch mit dem späteren Abschnitt der Zeit 3. einer verschieden kräftigen Senkung. Die Zeit b) der natürlichen Festlegung und der Parabeldünen-Bewachsung erschließt uns dann 4. eine schwache Heraushebung im Nehrungsgebiet. Ihr Zeitgenosse war vor rund 4000 Jahren der Mensch der jüngeren Steinzeit.

So gelangen auch wir hier zu einem doppelten Wechsel von Tieflage und Hochlage, freilich für teilweise andere Zeiten und auf Grund zumeist anderer Gesichtspunkte als der erste Bearbeiter, G. Berendt.

III. Zeitliche Eingliederung der Bewegungen

A. Übersicht

Eine Zusammenfassung der im Vorausgegangenen erzielten Ergebnisse über die Beweglichkeit des ostpreußischen Bodens in jüngerer Zeit soll hier an Hand einer chronologischen Einordnung erfolgen. Für die größeren Bereiche der Provinz läßt sich eine rohe Darstellung durch Pfeile zur schematischen Andeutung der überwiegenden Bewegungsrichtung (relative Hebung bezw. Senkung) etwa durch nachstehende Tabelle geben:

---

[1]) K. Keilhack, Swinemünde 1911, J. Korn, Czarnikau 1916. Ich möchte dieses Prinzip nicht übertreiben; O. v. Linstow scheint mir (Abh. P. G. La. 1922, S. 145 ff.) die Wirksamkeit der postglazialen Klimawechsel zu übersehen.

[2]) Natürlich können diese Gebiete wegen der Küstenversetzung auch mehr nebeneinander liegen; aber sie sind voneinander abhängig.

[3]) Sokolow stützt seine Ansicht durch weitere Daten, die z. T. noch heute gelten. Widersprüche scheinen sich teilweise dadurch zu lösen, daß manche Dünen in Zeiten gebildet wurden, in denen die Küstenbewegung in anderem Sinne verlief als heute.

Gebiet	Übersicht der summierten Bewegungseffekte im				
	Oligozän	Miozän	Pliozän	Diluvium	Alluvium
Samland		↑	(↑)	↑	↑
Elbinger Höhen			(↑)	↑↓	↑
Weichselsenke	↓	↑	(↓)	↓	(↓)
Baltischer Höhenrücken . . .	↓		(↓)	↓	↑

Während wir auf dem nach der Zeit des unteroligocänen Meeres herausgehobenen Festland durch das Jungtertiär eine Abdachung nach Süden hin feststellen konnten, trat mit Beginn des Quartärs eine grundlegende Wandlung zutage. Jetzt werden unter dem Schritt des heranschreitenden Eises gerade die nördlichen Teile besonders eingedrückt[1]). Das ersehen wir an dem wiederholten Hereinfluten des Meeres in eisfreien Zwischenzeiten, und nur die ostwestliche Samlandschwelle im Norden erwies sich hartnäckig, was anfangs auch der Raum der späteren Elbinger Höhen, in dem damals das Tertiär weggeschafft wurde, »versuchte«.

Betrachtet man aber die Sachlage näher, so erweist sich unser Erdrindenteil als ein lebhaft pulsierendes Stück der Erdhaut. Er entspricht damit durchaus der feingliederigen Struktur, welche uns alle vordiluvialen Glieder des baltisch-fennoskandischen Bezirkes vorzeigen, wo immer solche unserem Studium näher gerückt sind. Mannigfaltige Störungen, flache Faltungen, Verwerfungen und Klüfte ohne Zahl zerhacken diese allzu lang als mechanisch starr angesprochenen, etwas tiefer gelegenen Abteilungen der Sklerosphäre. Für das vom Diluvium noch am wenigsten verhüllte Samland verweise ich nur auf die Darstellung F. Kaunhowen's[2]), bezüglich der tektonischen Auffassung des Ostseegebietes nur auf die Ausführungen J. J. Sederholm's[3]), wegen der Zerklüftung des Untergrundes endlich auf Sederholm's wiederholt gegebene Bilder und Karten. Man hielt all das zumeist für vordiluvial entstanden. Gewiß, das Vordiluviale ist wohl auf der ganzen Erde tertiär (alpin) bewegt, jedes nach seiner Art und Position, und wir sehen ihm zunächst keine quartären Bewegungen an. Aber jeder, der diese Zerklüftung sieht, wird zugeben, daß eine derartige Unterlage fähig ist, auf geringe Bewegungsimpulse zu reagieren. Greifen solche an, so kann sich diese Haut heben oder senken, in posthumen oder in neuen Formen, und mit ihr eine so fügsame Hülle, wie das Eis oder wie der Quartärschutt. Kräftig akzentuiert an scharfen Schollenrändern der Unterlage müssen sie schon sein, sollen

[1]) Ich möchte z. B. für diesen Fall eine isostatische Wirksamkeit des Eises nicht ablehnen, halte sie jedoch für sekundär, denn in zahlreicheren anderen Fällen sehen wir das Gegenteil von isostatischer Harmonie.

[2]) F. Kaunhowen, »Der Bernstein in Ostpreußen«, Jahrb. Pr. Geol. La., 1913, II, S. 48, 49.

[3]) J. J. Sederholm, »Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia« Fennia 34, Nr. 4, Helsingfors 1914, S. 52–54.

sie in die lockere Deckschicht auch noch als Sprünge hereinschneiden. Das meiste wird »epirogenetisch« in Flexuren, in flachen Wölbungen oder Senkungen ausklingen. Dieser Baustil[1]) im weichen Mantel soll uns aber nicht täuschen!

B. Die tektonischen Störungen während der Vereisungsperioden

»Baltische Dislokationsphase«

Die ältesten Bewegungen, welche wir für das Quartär aus der fast formlos zu nennenden Deckschicht abzuleiten vermochten, waren zumeist senkende. In einem sinkenden Raum nur häuften sich die mächtigen diluvialen Massen des mittleren und südlichen Teils der preußisch-masurischen Senke. Noch betont waren die beiden NNW—SSO-Mulden der ostpreußischen Tiefenzone und der Weichselsenke. Präglazial wohl noch höher, schloß sich bald auch der Bereich der Elbinger Höhen der Eindellung an. Nur das Samland zeigt mit seinem geringmächtigen Diluvium Hebungstendenz. Ohne Zweifel wird eine sorgsame Bewertung der ostpreußischen Quartärprofile noch viele Besonderheiten zutage fördern, so daß auch für das ältere Diluvium die Geschichte der Bewegungen eine mannigfaltigere wird als sie jetzt erscheint. Fragment wird sie ja immer bleiben.

Jedenfalls haben wir uns heute noch mit dem schon recht bunten Bewegungsbild des Jungdiluviums zu begnügen, welches der Reichtum an Beobachtungen über die Geschichte der letzten Vereisung vermittelt.

Schon die letzte Zwischeneiszeit erscheint in deutlicheren Umrissen. Für die zeitlichen Einordnung der Bewegungen haben wir uns an die Haupttatsachen zu erinnern.

Das Eis, welches den vorletzten Geschiebemergel hereinbrachte, stemmte sich allenthalben fest an Reliefwiderstände, schuf Quetschungs- und Stauchungsbilder, z. T. eine außerordentliche Schollenauflösung. Als normale Erscheinung konnte das nicht gedeutet werden, denn der oberste Geschiebemergel legt sich ja glatt über alles weg und als gewöhnlicher Stauwulst vor einem Eisrand auch nicht, ebenso wenig als Stau an exogen geschaffenen, immer geringen Erhebungen. Nur endogene Reliefaufwölbung ist vor oder während der Eisbedeckung als Deutung zulässig.

Bezeichnend war uns dabei, daß z. B. das grandiose Chaos der glazialen Störungen im Bereich der Elbinger Höhen nicht gleichartig verbreitet ist, sondern — immer mit dem vorletzten Geschiebemergel zusammenhängend — an diejenigen Stellen gebunden, an welchen aus tektonischen Gründen offenbar ein besonders starkes Hindernis stand. So am Nordwest-Rand der Kuppel der Elbinger Höhen, am Samlandsteilufer westlich Neukuhren, östlich Rauschen, nahe der Gausupschlucht, zwischen Blauer Rinne und »Kesselchen« (Georgenswalde-Warnicken), dann an den tektonischen Störungen der Westküste (Dirschkeimer Schlucht, Marscheiter Amtswinkel). Bezüglich der

[1]) E. Kraus, »Abteilungstektonik am Nordwestrand der Vogesen«, Geolog. Rundschau XII, 1921, S. 54 ff.

Wasserabsätze über diesem Chaos haben wir für das Samland wenigstens wohl anzunehmen, daß sie noch im engsten Zusammenhang mit dem Eis des vorletzten Geschiebemergels deponiert wurden, mehr als Einebnungen dieses jüngst vom Eis durchwühlten und verlassenen Kampffeldes. Es erscheint aber fraglich, wie weit noch ein tektonisches Zurücksinken mitgeholfen hat, das Relief so einzuebnen, daß das darüber wegfließende jüngste Eis fast ebenes Terrain vorfand[1]).

Für das Samland muß es als erwiesen gelten, daß die tektonischen Störungen wesentlich unter dem vorletzten Eis (des ∂m_1) eintraten. Es wären m. E. die an der Westküste sichtbaren Bilder gar nicht anders denkbar. Da sehen wir steilwandige, ja senkrecht begrenzte Gräben. Wären sie schon im Eisvorland aufgerissen, so hätten sie nicht einen Tag ihre Steilheit bewahren können; wären sie nach dem Rückzug des vorletzten Eises eingesunken, dann hätten sie zwar das hangende Diluvium aufnehmen können und Schleppungen wären verständlich, keineswegs aber diese außerordentlichen Stauchungen. An der Samland-Westküste muß jene Bewegung, welche die SSW—NNO-Störungen (Dirschkeimer Graben) und die gleichzeitigen WSW—ONO-Störungen aufgerissen hat, der großen Eisstauung unmittelbar vorangegangen, jene mit meridionaler Bruchbildung dieser wesentlich erst nachgefolgt sein.

Die erste große Störungsbewegung ist sicher subglazial erfolgt. In die entstandenen Unebenheiten sind die Schmelzwässer in Eistunnels sogleich ausspülend hereingelaufen, hat sich auch sogleich das Eis mit seiner Grundmoräne einpressend geschoben. Diese Gräben wurden zu Fallen für Schmelzwassersediment und für Moräne. Ich möchte auch noch andere, auffallend tiefe und steilwandige in die Unterlage eingreifende Rinnen, die wir im Samland kennen, auf eine solche tektonische Anlage zurückführen. So schneidet beispielsweise parallel zum Geschiebemergel in dem Dirschkeimer Tal ostnordöstlich Kraxtepellen eine tiefe, diluviale Rinne durch das Tertiär wohl bis auf die Kreide herunter. Sie ist über 2 km lang, etwas geknickt und 250—500 m breit. Etwa östlich der Schanze greift im Kraxtepeller Tagebau eine diluviale Schollenauflösung bis in die Blaue Erde herunter, und die Küstenprofile zeigen noch mehr solcher Rinnen, deren tektonische Anlage mindestens zum Teil wahrscheinlich ist.

Es wurde bereits S. 696 bemerkt, daß die Allgemeinheit des Profils:

Ungestörte Decke von ∂m_2,

Chaos von ∂m_1, verkeilt in interglazialem und älterem Material

durch Entwicklung auf dem Diluvialplateau im Westen der Weichselsenke in gleich bezeichnender Weise außerordentlich auffällt. Sie beweist die regionale Bedeutung der Störungen und ihr gleichmäßiges Einsetzen.

[1]) Die Frage, ob der oberste Geschiebemergel ($\partial m 2$), etwa von dem gleichen Eis aus höheren Schichten desselben ausgeschmolzen sei (A. Tornquist, Zentralbl. für Min. 1911), hat bereits E. Meyer verneint. Es ist auch zu sagen, daß die Moränen wesentlich an der Basis des Eises, nicht in größerer Höhe darüber transportiert werden. Ich möchte $\partial m 2$ als Ergebnis des zweiten, weniger weit vorgedrungenen Vorstoßes der letzten Eiszeit ansehen.

Eine Zeit der tektonischen Störungen unter dem Eise ist auch für Masuren gesichert. An dem Beispiel des Horststreifens von Widminnen—Kruglanken—Kutten und der Blausteiner Wölbung in der Umrahmung des Mauerseegebietes glaube ich gezeigt zu haben[1]), daß im Baltischen Höhenrücken zu einer bestimmten Zeit des Eisrückzuges gewisse Teile emporsteigen und dadurch eine Unordnung in den Mechanismus der Eisbewegung, damit in die beobachtbare Anordnung der Eisrandgirlanden, gebracht haben. Kurz vor dem endgültigen Abschmelzen, als das Eis seinen Rand im südlichen Teil des Höhenrückens hatte (wahrscheinlich: »große baltische Phase« von Geinitz), müssen diese Hindernisse unter dem Eise aufgetaucht sein. Sie sind aber nur einer allgemeineren Bewegung vorausgeeilt, die sich auch noch subglazial, langsam wohl schon vorher Geltung verschaffte. Diese äußerste sich in der Zerlegung des aufsteigenden Baltischen Höhenrückens in Schollen, die je einzeln für sich an ihrem Nordrand — vielleicht infolge Präformierung des Untergrundes — abgelöst und aufgehoben wurden, und die, wie uns die Anordnung der Rinnensysteme zeigte, eine besondere Abdachung nach Süden besaßen. Auch diese Schollengliederung und Aufkippung im Norden muß während der letzten größeren Übereisung, welche die Rinnen (Fig. 4), welche die Randgirlanden schuf, erfolgt sein.

Zahlreiche andere, sehr starke Glazialstörungen in Masuren möchte ich in ähnlicher Weise auf tektonische Beeinflussung zurückführen. Namentlich läßt sich in einer der Nordkante der auftauchenden Baltischen Schollen benachbarten Zone recht deutlich an der Toteisbildung (z. B. Borker Heide, Heilsberg-Seeburg) eine vorzeitige Ablösung des Eises vom nördlichen Nährgebiet aus tektonischen Ursachen erweisen, weil sich auch die angesammelten, glazialen Randpressungen und Endmoränenhäufungen (Nordwest-Rand des Mauerseebeckens, Pillacker Berge) m. E. nur durch den Beginn einer Heraushebung schon unter dem Eise erklären lassen. Diese Hebung der Schollen im Norden und das Zurückbleiben im Süden muß auch deshalb schon subglazial angenommen werden, weil so allein die gewaltige Moränenverschüttung und Sandurausbreitung durch fluvioglaziale Gewässer im Süden (Johannisburger Heide) hinreichend verständlich wird.

Den Stablack möchte ich gleichfalls als Hebungsgebiet für die Zeit des Abschmelzens ansprechen (S. 664), ebenso wie das Plateau von Hoch-Zemaiten in Litauen (S. 665).

Allenthalben beginnt es sich zu regen in der Erdkruste unter der durch Abschmelzen immer mehr erleichterten Eislast. Zuerst ein Abreißen der Baltischen Höhenplatte an ihrem Nordrand, gleichzeitig mit deren Aufkippung im Norden unter Zersprengung in drei Einzelschollen auf meridionalen Zerrüttungszonen, deren Stücke (Kruglankener Horst, Blausteiner Rücken, vermutlich auch Orlauer Horst) dann bei der fortschreitenden Hebung beträchtlich voraneilen. Ähnlich, aber

[1]) E. Kraus, Jahrb. Pr. Geol. La. für 1923, S. 231.

ein wenig später, als das Eis durch die Hebung schon ganz verdrängt werden konnte, eilte der Stablack seiner Umgebung voraus, etwas früher wohl das Massiv der Elbinger Höhen.

An späterer Stelle möchte ich die bedeutungsvolle Frage mit allen einschlägigen Gesichtspunkten erörtern, wie weit wir es bei diesen, immer greifbarere Formen annehmenden Hebungstendenzen in der Abschmelzzeit nur mit dem isostatischen Aufsteigen der durch das Abtauen fortschreitend entlasteten Erdrinde zu tun haben, dem die Kruste je nach ihrer schon vorhandenen Lockerung in verschiedenem Grade nachzugeben bestrebt ist, oder ob wesentlich endogene Impulse der Hebung hier ausschlaggebend werden. Das letztere scheint mir aus verschiedenen Gründen bedeutend wahrscheinlicher. Auf jeden Fall haben sich mit dieser regional ausgreifenden Schollenbildung zu einem bestimmten Zeitpunkt nicht etwa örtliche Spannungen ausgelöst, sondern wir stehen vor einem sehr viel großartigeren Phänomen.

Es ist ja Ostpreußens Boden keineswegs der einzige im nordischen Diluvium, an dem man bestimmte Anhaltspunkte für Quartärtektonik zu gewinnen vermag. Die großen, endogenen Schollenbrüche von Rügen, deren innige Wechselbeziehungen zu der exogenen Eis- und Schmelzwasseraktion auf das weitgehendste mit den Bildern des ostpreußischen Quartärs übereinstimmen, jene schon früh erkannten der dänischen Insel Moen, jene auf Jütland durch Jessen, in Mecklenburg durch Geinitz[1]), Schuh und andere[2]) erkannten quartären Störungen — alles das fällt mindestens zum allergrößten Teil in die letzte, große (Rixdorfer) Interglazialzeit. Die Gleichzeitigkeit und Intensität der tektonischen Störungen ist derart, daß E. Geinitz sogar (a. a. O., S. 140) die Zeit der Dislokationen zum Mittelpunkt des Diluviums macht und das ältere als »prätektonisch« von dem jüngeren, »posttektonischen« Diluvium unterscheidet. Gewiß werden noch viele, sorgfältige Vergleiche notwendig sein, um diese Dinge weiter zu klären; es scheint aber die Meinung durchaus berechtigt, daß man hier mehr und mehr einer jüngsten tektonischen Phase auf die Spur kommt. Ich will sie hier kurz »Baltische Dislokationsphase« nennen, weil die »baltischen Brüche« von Rügen (O. Jaekel!) darin eine so große Rolle spielen, auch deshalb, weil die Zeit der Störungen etwa in jene fällt, in welcher der Eisrand seine »große Baltische Phase« auf dem Baltischen Höhenrücken inne hatte.

Es liegt nahe, eine um diese Zeit eingeleitete Umwälzung im Norden mit dieser Bewegungsphase in Beziehung zu bringen. Geschiebeführung (nach Hausen), Orientierung der jüngsten baltischen, bezw. litauischen Eisströmung (nach H. Mortensen) und rasches Fortschreiten des Eisabbaues von Westen her[3]) macht mir die Annahme

[1]) Vrgl. das zusammfassende Kapitel »Die diluvialen tektonischen Dislokationen« in »Das Diluvium Deutschlands«, Stuttgart 1920 bei Schweizerbart, S. 74—78.

[2]) Das Erscheinen der großen Schollen im Diluvium war schon für C. Gagel (Jahrb. Pr. Geol. La. für 1910, I, S. 206) zwingendster Beweis für energisch aufsteigende Bewegungen im südlichen Baltikum während der letzten Interglazialzeit. Petersen hat ganz neuerdings a. a. O. gleichfalls diese tektonische Phase betont.

[3]) E. Kraus, Ostpreußenführer I, S. 99.

sehr wahrscheinlich, daß die Kuppel des schwedischen Eiszentrums, von dem aus das vorletzte Inlandeis abströmte, verschwand, und daß sich dafür jetzt die Finnische Kuppel als tektonische Neuerscheinung und als Inlandeiszentrum heraushob (S. 680). Es wird zu versuchen sein, festzustellen, wie weit sich demnach unsere große Baltische Dislokationsphase auch noch auf der Eisscheide Geltung verschaffte. Ebenso bleibt die Frage nach der zeitlichen und mechanischen Beziehung zu den als »interglazial« angesprochenen[1]) Störungen westlich der Weichsel. Erscheint die Phase ziemlich gleichzeitig, jedoch teils unter mächtigem Eis, teils in dessen Vorland, wie das wohl anzunehmen ist, so kann diese Phase keinesfalls als einfache isostatische Reaktion gelten, bedingt nur durch das entlastende Abschmelzen des Eises.

Ein nicht unwichtiges Nebenergebnis ist noch folgendes: Aus der Gleichartigkeit der glazialen Störungen in ihrem Charakter auf dem Baltischen Höhenrücken einerseits, im Samland andererseits muß wohl geschlossen werden, daß es sich nicht etwa um zwei verschiedene, unwahrscheinlich gleichartige Bewegungsphasen, sondern um eine einzige handelt. Stimmt das, so haben wir die letzte allgemein verbreitete Grundmoräne in Masuren mit der vorletzten (∂m_1) im Samland gleich zusetzen. Beide rühren von dem großen Hauptvorstoß der letzten Eiszeit her. Der oberste Geschiebemergel, ∂m_2, des Samlandes und Westpreußens, der ruhig noch aufgelagert wurde, der aber anscheinend auf dem Baltischen Höhenrücken fehlt oder doch nur in Ausläufern (Moränenüberdeckung des »masurischen Interstadials«!?) zur Geltung kam, muß demnach als einem zweiten, schwächeren Vorstoß zugehörig angesehen werden. Vielleicht verstärkte er noch den Moränenwall am Nordrand der Baltischen Platte, auf ihr selbst ist seine Wirkung noch fraglich (»Samländischer Vorstoß«).

Ohne mich mit den Profilen in anderen Gegenden Norddeutschlands, die ich im Gelände zu wenig kenne, auseinander zu setzen, müssen hier für Ostpreußen folgende Hauptpunkte festgestellt werden:

1. Die tektonische Bewegung hat sich im Quartär Luft gemacht auf bestimmten, für den Baltischen Höhenrücken noch nicht überall erkannten Linien, welche zur Entstehung beträchtlicher Relief-Unterschiede Anlaß gaben, daher bedeutende glaziale Stauchungen und Schollenbildungen hervorriefen.
2. Wie weit glaziale Stauungen tektonisch direkt bedingt sind, muß im Einzelfall bestimmt werden.
3. Die Sedimentserie der letzten großen (Rixdorfer) Interglazialzeit, wie sie für Ostpreußen anzusetzen ist, war im allgemeinen schon abgelagert, wurde in die Störungen als wesentlich prätektonisch einbezogen.

[1]) Sehr viele der hier einschlägigen Beobachtungen dürften sich auch als subglaziale Bewegungen deuten lassen. Vergl. S. 637 Anmerkung 9 und die entsprechende Ansicht W. Soergel's. O. Jäkel spricht auch, a. a. O. 1910, S. 614, von der großen Bewegung nach der Interglazialzeit. — Für die Gegend von Kowno und Wilna im Osten nimmt 1918 O. v. Linstow letztinterglaziale N-S-Sprünge an (vergl. »Die Mineralquellen von Westrußland und Galizien«, Denkschrift der Bezirksverwaltung Kowno 1918, S. 36.

4. Die Zeit der meisten tektonischen Störungen, bezw. ihres Einsatzes entspricht jener, in welcher der Rand des Inlandeises der letzten großen Vergletscheruung (Hauptvorstoß) im südlichen Teil des Baltischen Höhenrückens lag.
5. Die Wiedereinebnung des tektonisch gestörten Reliefs durch das Inlandeis unter weitgehenden Glazialstauungen erfolgte in Ostpreußen wesentlich unter dem Eis des ersten (Haupt)vorstoßes der letzten Vereisung, insbesondere während diese schon im Abflauen begriffen war.
6. Die Baltische Dislokationsphase fällt somit für Ostpreußen und das westliche Nachbargebiet in den Beginn und in die Hauptzeit der letzten großen (»Baltischen«) Vereisung (und zwar in deren ersten oder Haupt-Vorstoß), deren mächtige (vorletzte) Grundmoräne häufig mit der Unterlage glazial verkeilt ist. Es folgte eine Zeit der tektonischen Ruhe und der weitgehenden Einebnung[1]).
7. Es bleibt zu klären, ob die geringen, später über der gestörten und verquetschten Unterlage schon diskordant aus Wasser abgesetzten Sedimente im Samland noch subglazial oder während eines Zurückweichens des Eises im Vorland deponiert wurden. Für den Baltischen Höhenrücken fällt vielleicht die Bildung des masurischen Interstadials in die Zeit der letzten großen Oszillation nach dem Hauptvorstoß.
8. In der letzten Übereisungszeit (gleich zweiter oder Samländischer Vorstoß), welche den im allgemeinen gering mächtigen obersten Geschiebemergel brachte, legte sich die Moränenplatte diskordant, aber wesentlich ohne Störung über alles.

Im einzelnen konnten wir für das westliche Samland ein älteres, subglaziales Bruchsystem in SSW—NNO und WSW—ONO von einem jüngeren, in nord-südstreichenden unterscheiden.

Auch vor und nach der Baltischen Dislokationsphase gab es im Quartär hebende und senkende Bewegungen. Für die ältere Zeit sind sie sehr schwer festzustellen; vielleicht hängt die eine oder andere Geschiebe-Groß-Schollenbildung in der Tiefe mit solchen Aufwölbungen zusammen. Aber sie waren im allgemeinen wohl viel weniger energisch und wir sehen keinen Zusammenhang solcher Bewegungen etwa mit Verwerfungs-Neubildung wie in der jungdiluvialen Phase. Wohl benutzten jedoch die endogenen Impulse der späteren Zeit die von der Phase herrührenden (bezw. reaktivierten) Schwächelinien indem das Schollenmosaik auf seinen Rissen besondere Beweglichkeit besaß.

C. Die „epirogenetischen" Bewegungsrucks nach Rückgang der Vereisung

Für die Zeit nach dem Abschmelzen des letzten Eises werden wir, wie die im allgemeinen wagerecht und gleichartig entwickelte

[1]) Wie weit manche Teile Masurens durch Fortsetzung der Hebung noch bis zuletzt glazial getaucht waren, ist noch nicht klar.

Platte des obersten Geschiebemergels anzeigt, eine im großen ganzen ebene Oberfläche anzunehmen haben. Das Eis hat die reliefbildenden Wirkungen der vorangegangenen Bewegungsphase man möchte sagen, niedergebügelt und Ebenheiten geschaffen, die in einer darauffolgenden Zeit vorwiegender tektonischer Ruhe auch nicht nennenswert gestört wurden.

Eben war das vom Eise verlassene Land und tief. Die Tieflage ergibt sich wohl einerseits aus der außerordentlichen Verbreitung von Vorlandseen und andererseits aus der Tatsache, daß sich erst nachfolgend die meisten Gebiete herausgehoben haben. Zwar gibt es kein postglaziales Yoldiameer in Ostpreußen, daher wohl schon eine Höhenlage über NN., aber die ausgedehnten Seebecken können damals ihren Spiegel nicht hoch über NN. gehabt haben. Somit ist es wahrscheinlich nicht so, daß dem letzten Eis etwa eine schon vorher in Fortsetzung der Baltischen Dislokationsphase begonnene Hebung, mechanisch als Entlastungshebung deutbar, gefolgt wäre, sondern wir können nur eine Zeit der relativen Ruhe, des Bewegungsstillstandes fast, erschließen.

Erst in der Zeit, aus der uns die Seeterrassen erhalten sind, setzt dann eine planmäßig fortschreitende »Anzylus«-Hebung weiterer Gebiete ein unter wiederholter Einschaltung längerer Bewegungs-Stillstände.

Blicken wir zurück, so bemerken wir, daß zwar wiederholt im Diluvium das Meer in die Provinz eingetreten ist, daß aber offenbar kein Meer so tief war und keines so ausgedehnt, daß die Unterkante des Diluviums in ihrer heutigen Tiefenlage durch die diluviale Zeit hindurch als festliegend angenommen werden kann. Wenn sich als Ergebnis der nachglazialen Bewegungen ein beträchtlicher Hebungseffekt herausstellt, die Unterkante des Diluviums heute aber noch immer so beträchtlich unter NN. liegt, wo sie primär nicht gelegen haben kann, so haben wir als Bewegungseffekt der vorangegangenen glazialen Zeit eine Senkung anzunehmen, deren Betrag im allgemeinen um ein Bedeutendes den der nachträglichen Hebung übertroffen hat. Wenn wir daher zunächst nur die groben Umrisse der Bewegungsfolge ins Auge fassen, so finden wir deutlich ausgeprägt eine Abnahme der Schwingungsamplitude. Diese Tatsache wird uns aber um so wesentlicher als sich, wie schon vorher festgestellt, an die nachglaziale Hebung örtlich eine Senkung anschließt, deren Ausmaß wiederum nicht jenes der vorangegangenen Hebung auszugleichen vermochte.

In Mecklenburg[1]) wurden die Terrassen wohl durch ruckweise Senkung nur der Erosionsbasis, des Ostseespiegels also, zu deuten versucht. Es erscheint mir ausgeschlossen, daß es so auch in den höheren Teilen des Festlandes im Bereich der Seen und Sümpfe durch eine momentane Ostseesenkung zu einer plötzlichen Änderung

[1]) E. Geinitz, »Die Naturwissenschaften«, 1913, S. 665.

des Wasserstandes kommen konnte. Zwar verringert sich das Gefälle der Flüsse, aber ein See, der nicht unmittelbar selbst tektonisch beeinflußt wird, bleibt zunächst unberührt. Der Auslauf der Seen, wird schon bei recht geringer Entfernung von der verstellten Erosionsbasis erst in sehr später Zeit wenig und nur ganz allmählich in Mitleidenschaft gezogen. Der Rückstau durch Senkung der entfernten Erosionsbasis wird nur die tiefsten Teile des Landes erreichen, nicht aber die höheren, namentlich keinesfalls so ruckartig. Wir brauchen also unbedingt eine ruckartige Hebung der Seengebiete selbst.

Der auffallendste Grundzug, den die große, nachglaziale Hebung für die meisten der heute hochgelegenen Provinzteile erkennen läßt, ist gerade dieses Ruckartige der Bewegung. Ohne Zweifel wird das eine oder andere der Wasserspiegelbewegungen der Seen auf Klimaschwankungen zurückgehen, wie ich namentlich für den auffallend verbreiteten Tiefstand der Wasserspiegel in der jüngeren Steinzeit eine rein klimatische Erklärung durch eine postglaziale Trockenperiode für das Richtige halten möchte. Im allgemeinen aber haben wir ruckartige Hebungen, und zwar von der Vereisung ab bis in die Gegenwart herein in einer Anzahl von etwa zehn. Durch ihr Aushalten bis in die jüngste Zeit erweisen sie sich als nicht wesentlich glazial bedingt, wenn sie auch, wie ich glaube, gleicherweise unter dem Eise und namentlich während des Abtauens vor sich gingen, hebend oder senkend je nach dem endogenen Impuls. Denn es ist ja die Hypothese sehr naheliegend, daß es gerade jener Rhythmus ist, der die auffälligen Stillstände des Eisrandes erzeugte, mögen diese auch freilich wesentlich rascher aufeinander gefolgt sein.

Andererseits möchte ich diese Rucks als Erscheinungen ansprechen, die mechanisch denjenigen entsprechen, welche ich in der Molasse des Allgäu festzustellen Gelegenheit hatte[1]). Die Bewegungs-Ausmaße dieser Rucks halten sich durchaus in der glazialen Größenordnung. Sie hängen m. E. beide mit der Festigkeit des betreffenden, durch kontinuierlichere Bewegungsimpulse beanspruchten, starren Erdkrustenteils in der Weise zusammen, daß diese Festigkeit von Zeit zu Zeit ruckartig überschritten wird. Doch soll diesen allgemeinen Gesichtspunkten in einer anderen Arbeit nähergetreten werden.

Wesentlich durch Hebung schneiden wohl die Urstromtäler scharf in die Deckton-Staubeckenlandschaft ein. Ihre Terrassen und die mit ihnen in Zusammenhang stehenden Becken (Jura-, Haffniederung) sind jünger als die der Staubecken, d. h. die Bewegungsrucks, welche sie schufen, haben entsprechend verschiedenes Alter. Die Ruckbewegungen der einzelnen Seeterrassen-Gebiete (S. 641, 654, 658, 661),

[1]) E. Kraus, »Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu«, Abhandlung der Naturforscher-Ges. zu Danzig, Bd. I, Danzig 1923.

Weitere solcher Rucks erkannte z. B. E. Kayser in den diluvialen Terrassen der Marburger Gegend: Geolog. Rundschau 5, 1914, S. 159; sie erscheinen vermutlich auch in der von Th. Teumer beschriebenen Folge der Braunkohlenablagerungen der Niederlausitz (Schriften des Halle'schen Verbandes).

brauchen hier nicht erneut angeführt werden. Schollenartig heben sich Baltischer Höhenrücken und Samland sukzessive gegen ihr Vorland heraus, wobei die alten Schwächungslinien der ersten Ablösung die Hebung besonders erleichtert haben, wie man an den hier sehr vergrößerten Terrassenabständen erkennen kann. Ältere Tektonik wirkt posthum noch durch die lockere, jüngere Hülle.

Litorinasenkung. Und schließlich folgen der Hebung junge Senkungen, »Litorinasenkungen«, wenn man will. Auffälligerweise lassen sie sich nur in solchen Gebieten nachweisen, die schon vorher bei der Hebung zurückgeblieben waren. Mögen auch vielleicht durch Methoden, die wir noch nicht kennen, anderwärts einmal Senkungen nachgewiesen werden; sicher ist doch, daß die Senkungen in der Hauptsache in den Mulden liegen. Sie sind es, welche nach der Emporwölbung der Großformen nun die heutige Reliefgestalt in den Niederungen, namentlich im Küstengebiet geschaffen haben. Daher erscheinen sie uns örtlich begrenzt, viel örtlicher als die Anzylushebung; denn dort, wo sie wohl ihre größten Wirkungen entfalteten, am Grunde der Ostsee, vermögen wir keine Feststellungen zu machen: nur die randlichen Senkungsgebiete stellen wir fest! Wir bemerken sozusagen eine Saigerung des vorherigen Durcheinanders von Hebung und Senkung indem sich charakteristische Räume der vorwiegenden Hebung von solchen der Senkung mehr und mehr abgliedern.

In der Nähe des NN.-Spiegels steigt die Möglichkeit genauerer Untersuchung. Da erscheinen nun die weitausgedehnten, »epirogenetischen« Hebungen und Senkungen in ihrem langsamen und allmählichen Fortschreiten und in ihrem von Ort zu Ort wechselnden Bewegungssinn. Der Gedanke, daß es sich dabei um die Auswirkungen von magmatischen Bewegungen — wenn auch nicht infolge kosmischer Impulse[2]), sondern wegen der sich dauernd ändernden physikalischen und chemischen Zustände der Tiefe — an der mehr oder weniger nachgiebigen Erdoberfläche handelt, scheint mir seit einigen Jahren der nächstliegende. Die S. 704/710 abgeleitete jüngste Bewegungsgeschichte der Umgebung des Kurischen Haffs ist hier typisch. Wahrscheinlich führt eine schärfere Verfolgung der Terrassenstufen auch da und dort für das Inland zur Erkennung solcher Beweglichkeit. Freilich scheint hier die Ausgleichsbewegung auf den Tiefenimpuls weniger so, wie an einer ziemlich frei auf und nieder schwingenden, plastischen Oberfläche, vielmehr so ausgelöst worden zu sein, wie an der Oberfläche eines von mächtigen Eisschollen bedeckten Gewässers. Die Schollen schaukeln mit in sich einheitlicher Bewegung, so daß über größere Räume hin die Terrassenabstände gleich groß, die Terrassen unverbogen durchlaufen; und sie bildeten das Festland von heute durch vorwaltende Hebung, so wie das Meeresgefäß durch Niedertauchen.

[1]) O. v. Linstow, »Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland«. Abh. d. Pr. Geol. Landesanst. Heft 87, 1922, S. 149.

Abschluß

Zusammenfassung der Ergebnisse

Da am Ende der einzelnen Abschnitte bereits zusammengefaßt wurde, beschränken wir uns hier auf allgemeineres.

Auch der Baltische Schild macht keine Ausnahme, auch der Baltische Schild lebt: das erzählte uns der quartäre Boden Ostpreußens. Die verschiedensten Wege führten uns immer wieder zu diesem gleichen Ergebnis: das Studium der Quartärprofile, ihre paläogeographische Erörterung und die genetische Betrachtung des heutigen Reliefbildes von Ostpreußen, das mit seinen Großformen nicht als ein für das Quartär gegebenes, sondern als ein werdendes zu behandeln war.

Mannigfaltigste Bewegungstendenzen ließen sich dabei mit verschiedener Schärfe herausarbeiten: Sanfte Wellungen nach der Höhe und Tiefe, größere oder kleinere Bezirke überspannend, mit beharrlicher oder im Laufe der Zeit wiederholt wechselnder Bewegungsrichtung; Verwerfungen dann, Horste und Gräben, Schollenauflösung und bis zu einige hundert Meter insgesamt betragende Radialverschiebungen an Schollenrändern. Endlich ruckweise nur erzwungene Hebungen im Postglazial von großer Allgemeinheit.

Schwach nur sind freilich die Bewegungsausmaße in diesem feingliedrigen Bewegungssystem, aber deutlich und m. E. nicht weniger wertvoll und lehrreich dem vergleichenden Tektoniker als Ausdruck relativ einfachster Impulse mit klarer Grundtendenz.

Eindrucksvoll, trotz seiner für andere Maßstäbe ja nur schwächlichen Erscheinung, steht vor uns eine nach Zeit des Einsatzes und relativer Intensität des Eingriffes wohl charakterisierte Bewegungsphase. Sie bedeutet weitaus den Höhepunkt unserer quartären Bewegungen: jungdiluvial unter dem sich wohl schon zum Rückzug rüstenden Eise des Hauptvorstoßes der letzten Eiszeit sahen wir den ostpreußischen Boden fast mit einem Male lebendig werden. Nach vorangegangener, überwiegender Senkung wird im Jungdiluvium ein Umschwung in der Bewegungstendenz erzielt gelegentlich dieser »Baltischen Dislokationsphase«. Als ob diese erst notwendig gewesen sei, um der endogenen Bewegungstendenz, die sich in der mehr und mehr verfestigten Erdschale nur noch in sehr weit ausgebreiteter Eindellung auszudrücken vermochte, durch Sprengung und Schollenauflösung Luft zu machen und ihre Sondertendenzen auch in der äußeren Kruste zur Abbildung zu bringen.

Dabei halten wir eine einfache, isostatische Reaktion der Kruste auf die Eisentlastung nicht für gegeben. Die Eislast vermag endogene Impulse zu hemmen, wenn sie heben, oder zu betonen, wenn sie senken, sie vermag auszugleichen und vorübergehend zu fesseln, so daß ihre Entfernung zu größerer Krustenbeweglichkeit führen mag; aber als primär-aktiv können wir sie zunächst ebensowenig ansprechen, wie andere isostatisch wirksame Lasten. Vielmehr sieht es ganz so aus, als hätten wir hier ein verkleinertes Schema, ein Modell für jene Bewegungsmechanik aufgefunden, welche nach weiträumiger, geosynklinaler Niedersenkung zu akuter, phasenartiger Zertrümmerung

Nachtrag

Bei der letzten Korrektur erhalte ich die grundsätzlich wichtigen Ausführungen W. SOERGEL's »Diluviale Krustenbewegungen« in Petermanns Geogr. Mitteilungen 1925, S. 105—108. Da dieser Aufsatz bereits meine vorläufigen Bemerkungen von 1924 aufgreift und den Unterschied zwischen W. SOERGEL's Ansicht von dem Vorherrschen der exogenen Belastung bei den Diluvialbewegungen und meiner Auffassung formuliert, seien diesen Grundfragen hier noch einige Worte gewidmet.

Mit W. SOERGEL bin ich der Meinung, daß der Unterschied in beiden Anschauungen zurzeit nicht allzugroß ist; eine entschiedene Verfechtung der einen oder glatte Ablehnung der anderen ist bei so schwierigem Gebiet im derzeitigen Stadium der Kenntnis nicht am Platz (vergl. auch Fortschr. d. Geol. u. Pal., Heft 5, Berlin 1923 bei Bornträger, S. 233).

Was die Größenordnungen der verschiedenen ins Spiel tretenden Kräfte betrifft, so sind endogene und exogene Kräfte offenbar deswegen zunächst nicht verschieden zu bewerten, weil es sich doch immer nur um untere Schwellenwerte der Kraftäußerungen handelt. Durch Steigerung müssen diese Werte erst die durch den Reibungswiderstand gegebene Schwelle überschreiten, ehe sie als Bewegungsursache in Erscheinung treten können; zur Überwindung der Reibung werden aber alle möglichen Impulse beisteuern können.

Hinsichtlich des Gleichklangs von Eisausbreitung und Bodenbewegung fehlt m. E. der Nachweis so ausgedehnter zeitlicher und räumlicher Geltung, wie sie SOERGEL vorschwebt. Nehmen wir dies aber einmal an, so verlangt das gewiß noch nicht, daß wir den endogenen Krafteinsatz gegenüber dem isostatisch wirksamen Belastungsdruck zurückstellen. Braucht man doch nur an den noch nicht erörterten Fall zu denken, daß während lang dauernder Zeiten nivalen Klimas erst eine große epirogenetische Eindellung einem mächtigen Inlandeiskuchen (von den Hochgebirgsvereisungen sehen wir ab) als lang aushaltendem Eisreservoir die Bildungsbedingung gab; neben klimatischen kann sehr wohl die Summe aller subglazialen Bewegungen (epirogenetischen wie auch orogenetischen Charakters) die Verlagerungen des Eisrandes bestimmen. Ist es doch so, daß alle Belastungsmassen der Erdkruste sich im allgemeinen nur dann zu ungewöhnlichen, isostatisch wirksamen Mächtigkeiten häufen, wenn ihnen durch langdauernde oder energische Senkung der Platz geboten wird. Diese aus den exogenen Abläufen m. E. abzuleitende Folgerung läßt nur Sekundär-Isostasie zu, und wenn sich ein zeitliches Zusammengehen von Eisausbreitung und Bodenbewegung ergibt, so ist daher ein mögliches genetisches Verhältnis zwischen beiden in sekundär-isostatischem Sinne von vornherein wahrscheinlich.

Aber wohl für die Mehrzahl der Fälle haben wir im Bereich der fennoskandischen Eiskalotte nicht jenen Gleichklang. Je mehr diesbezügliche Arbeiten ins Einzelne gehen, desto verwickelter, unharmonischer erweisen sich die Dinge. Man wird ihnen nicht gerecht, wenn man noch heute ein regelmäßiges Auf- und Niederschwingen etwa mit KOEPPEN als Nachwirkung einheitlicher Impulse als gegeben annimmt (die Reibung verbietet doch eine Wellenbewegung!) und alle sichtbaren Unstimmigkeiten mit hypothetischen Nachwirkungen früherer Impulse zu beseitigen sucht. Wir sehen vielmehr der Hauptsache nach die gleichen Beweglichkeiten, die uns von der Diskussion mariner Profile sehr wohl als »epirogenetische« bekannt sind. Bei derart richtungsloser Formbildung in der Erdkruste möchten wir dabei Tangentialkräfte zunächst ganz aus dem Spiel lassen. — Bezüglich der SOERGEL'schen mechanischen Deutung ist zu sagen, daß der Kippungssinn aller ostpreußischen Schollen ihr widerspricht.

Mit diesen allgemeinen Bemerkungen muß ich mich hier begnügen. Sie sind vielleicht für sich schon einer Diskussion wert, doch möchte ich sie nicht erörtern, ohne die anderen Grundlagen mitbesprechen zu können, aus denen sie erwuchsen. Der Vergleich mit recht abweichend gebauten Arbeitsgebieten hat sie ergeben: der diluvialen Vorgänge Ostpreußens mit der Bewegungsgeschichte des varistischen Gebirges am Mittelrhein, der Trias Süddeutschlands und namentlich auch mit den Bewegungs-Prinzipien in Teilen der alpinen Geosynklinale, wie sie sich aus dem Flysch- und Molassetrog des Allgäu ableiten lassen. Eine vergleichende Geomechanik wird darüber Aufschluß zu geben haben.

der Kruste und dann zu mannigfacher Einzelbewegung der freigewordenen Massen führt, für jene Mechanik also, die wir im Werdegang unserer tektonischen Gebirge als Regel erkennen. Zuerst weiträumiges Niederbiegen einer indolent gewordenen, äußeren Platte verschiedener Dicke, darauf eine krampfartige Durchbewegung, endlich das freie Tanzen des in seinen Fugen etwas gelösten Mosaiks über den bewegten magmatischen Tiefen, welche nun für einige Zeit auch die Bewegung der Erdrinde voll zu regulieren vermögen. Bald aber schwindet solcher Einfluß der Tiefe auf die Oberfläche: Mehr und mehr vergrößern sich wieder die Räume der Einzelbewegung, als konsolidierte sich die Platte erneut. Eine »Ancylus«-Hebung breitet sich aus, ergreift fast das gesamte Festland von heute, eine »Litorina«-Senkung betrifft fast das gesamte Ostseegebiet. Nicht anders, als wenn etwa nach der variscischen Aktion weiträumiger werdende Großfaltungsbewegungen, als wenn nach den alpinen Hauptphasen ruhigere »epirogenetische« Bewegungstendenzen großer Spannweiten überhand nahmen. —

Die »epirogenetische« Beweglichkeit der Erdhaut ist m. E. eine dauernde; sie beeinflußt weitgehend auch das orogenetische Geschehen, vor allen Dingen aber wird sie durch diese vorübergehend außerordentlich »erleichtert«, als würde die Erdhaut durch sie aus den Fesseln der Starrheit befreit, als könnte sie nun leichter bewegt aufatmen. Sie vollzieht sich auch unter öfteren Zerreißungen wiederstrebender Kontinua, die ruckartig nicht nur an versinkenden (Molasse am Alpenrand!), sondern auch an steigenden (quartäre Seeterrassen!) Erdrindenteilen vor sich gehen können. Dabei haben wir keine Hoffnung, die ineinander verschlungenen normalen und akuten Impulse der Tiefe schärfer als »epirogenetische« bezw. „orogenetische« auseinander halten zu können. Nur den äußeren, jeweils erzielten Erfolg der Bildung von ἔπειρον oder ὄρος deuten ja zunächst auch diese Worte an.

Nach der Auflockerung der Erdhaut durch die Baltische Dislokationsphase des Jungdiluviums kann schon bis heute der fortschreitende Wiedererstarrungsprozeß sehr wohl verfolgt werden. Die epirogenetischen Bewegungen des festen Landes haben die Lage der Terrassenfluchten, die ja bereits unter recht harten Bruchbewegungen durch ruckartige Reaktion postglazial gebildet sein dürften, nur so wenig mehr beeinflußt, daß sie bisher fast gänzlich übersehen werden konnten. Überraschend schnell ist das Erdrindenstück wieder versteinert, gealtert, und wir haben auch hinsichtlich der endogenen Impulse eine alluviale Epigonenzeit. Solche Zeiten sah die Erde schon öfter nach ihren größeren Bewegungsphasen. Die Zeit des Perms bezw. Buntsandsteins nach der variscischen, die des Pliocäns nach der alpinen Revolution erscheint in Parallele mit dem Alluvium, mögen auch die Vergleichspunkte nur deshalb plausibel erscheinen, weil uns die scharfen Umrisse des jüngsten Abschnittes der Erdgeschichte das Kleine groß erscheinen lassen und immerhin vergleichbar mit den viel gewaltigeren Formaten des tektonischen Geschehens ferner Perioden.

Die Bedeutung geochemischer Vorgänge für die Bildung vadosider Süßwasserkalke

Von Herrn **Hans Klähn** in Rostock

Mit 16 Diagrammen und 4 Profilen

Inhalt

Seite

Vorwort 725
Einleitung 728
Auflösung und Ausscheidung des Kalkes 730
I. Auflösung des Kalkes 730
1. Stehendes Wasser 731
α) CO_2-freies Wasser 731
β) CO_2-haltiges » 731
Verhältnisse in der Natur 732
2. Bewegtes Wasser 732
Verhältnisse in der Natur 733
II. Ausscheidung des Kalkes 733
Die Kohlensäure 734
A) Die Kohlensäureverhältnisse in einer Lösung unter dem Einfluß der Temperatur 734
1. Destilliertes Wasser 734
a) Schnelle Erwärmung 734
b) Langsame » 735
b') Erwärmung von unten 735
b") » » oben 736
2. Kalkhaltiges Wasser (Rostocker Leitungswasser) 737
a) Schnelle Erwärmung 737
b) Langsame » 739
b') Erwärmung von unten 739
b") » » oben 741
Vergleich der Versuche, bei denen die Lösung von unten oder von oben erwärmt wurde 745
c) Längeres Stehenlassen einer kalkhaltigen Lösung 746
Die Kohlensäurekonzentrationen innerhalb einer Kalklösung . . . 747
a) In einzelnen Schichten 747
b) An verschiedenen Stellen derselben Schicht 748
B) Das Verhalten der Kohlensäure beim Schütteln. Adsorption . . . 748
Adsorption in
a) Stehendem Wasser 750
b) Bewegtem » 751
c) Kohlensäureabnahme durch physiologische Tätigkeit 752
Der Sauerstoff 752
A) Das Verhalten des Sauerstoffs bei Abwesenheit organischer Stoffe . 752
B) Das Verhalten des Sauerstoffs bei Anwesenheit organischer Stoffe . 756

Das Verhalten der Kohlensäure und des Sauerstoffs in natürlichen Gewässern 760
A) Stehendes Gewässer 760
B) Fließendes Wasser 767
C) Stürzendes » 769
Der Kalk 769
A) Ausscheidung in der Lösung selbst 770
a) Ausscheidung bei Abwesenheit freier Kohlensäure 770
a') Erwärmen
α) Schnelles Erwärmen 770
β) Langsames » 771
a") Längeres Stehen einer Kalklösung 772
a"') Schütteln einer Kalklösung 773
a"") Fallen » » 773
b) Ausscheidung des Kalkes bei Anwesenheit freier Kohlensäure . . 773
b') Erwärmung von unten 774
b") » » oben 774
Die Konzentrationsverhältnisse innerhalb einer Kalklösung . . . 778
Die Schichtung innerhalb einer Kalklösung 779
B) Ausscheidung des Kalkes in anderen Körpern 793
a) Nichtphysiologische Ausscheidung (Adsorption) 793
a') Adsorption in stehendem Wasser 793
a") » » fließendem » 795
a"') » » tropfendem » 795
Einfluß des Materials auf die Adsorption 797
» der Temperatur auf die » 797
» » Ursprungskonzentration auf die Adsorption 797
b) Physiologische Kalkausscheidung 798
b') in stehendem Wasser 798
b") » fließendem » 801
c) Ausscheidung des Kalkes durch katalytische Wirkung 802
d) Die Bildung kolloidalen Kalkes unter der Einwirkung organischer Stoffe 803
Die Ausscheidung des Kalkes in natürlichen Gewässern 804
a) in stehendem Wasser 804
b) » fließendem » 821
Die verschiedene Konstitution der Seekreide und des Kalktuffs . . 830
Ergebnis 832

Vorwort

Bei der weiten Verbreitung mariner Kalke sollte man glauben, daß über deren Entstehung vollkommene Klarheit herrscht. Wohl weiß man, daß hierbei chemische und physiologische Momente im Spiele sind, doch ist man weit davon entfernt, den Ablauf der großen Reihe von geochemischen Vorgängen, welche sich auf dem Wege vom kalkhaltigen Wasser bis zum Kalk vollziehen, genauer zu kennen. Eine sehr gute Übersicht gibt Andreé[1]).

Eingehende Untersuchungen geochemischer Art sind in letzter Zeit besonders von seiten Johnston's und Williamson's[2]) durchgeführt worden, wobei Versuche eine gewisse Rolle spielten, so wie sie auch

[1]) Geologie des Meeresbodens. 1920, S. 257 ff.

[2]) The Role of inorganic agencies in the Deposition of Calcium Carbonate. Journ. of Geol. 24. Bd. 1916.

schon früher von F. W. Pfaff[1]) zur Aufhellung der Kalk- und Dolomitentstehung angestellt worden waren. Wie unsicher aber z. B. die genannten amerikanischen Forscher sind, geht daraus hervor, daß sie die Möglichkeit der rein chemischen Ausscheidung des marinen Kalkes recht plausibel zu machen versuchen, aber doch den Organismen eine weitgehende Bedeutung bei diesem Prozeß beilegen, ein Widerspruch, auf den auch Arn. Heim[2]) hinweist.

Einen genaueren Einblick in die Entstehungsgeschichte der marinen Kalke werden wir erst bekommen, wenn wir die vor unseren Augen entstehenden Kalke eingehend studiert haben. Hierfür eignen sich vor allem die vadosiden Süßwasserkalke. Alle Vorgänge, welche bei deren Genese in Betracht kommen, einzeln zu untersuchen, soll der Zweck der vorliegenden Arbeit sein.

Schon öfters wurde die Entstehung der Kalktuff- und der Seekreidebildungen besprochen. Gams[3]) brachte in der letzten Zeit eine sehr gute Übersicht über die organogenen Sedimente und Jessen[4]) eine solche über die Kalktuffe. Doch fand dabei der chemische Faktor, welchem wir, wie wir sehen werden, eine bestimmte Rolle bei der Sedimentpetrogenese der vadosiden Kalkablagerungen zuschreiben müssen, eine nur untergeordnete Berücksichtigung. Die Veränderungen, welche das kalkhaltige Wasser zu Beginn der Entstehung der betreffenden Gesteine erleidet, wurden auf chemische Weise selten untersucht. Aber nur auf diesem Wege ist es möglich, einen genauen Einblick in die Beziehungen zwischen Wasser und Sediment, bzw. zwischen Pflanze und Ablagerung zu gewinnen.

So bedeutet die lang andauernde Untersuchung Wesenberg's und Brönsted's am dänischen Furesee einen großen Fortschritt. Dasselbe gilt für die auf Anregung von Pompeckj durchgeführte Arbeit über den Uracher Wasserfall von seiten Schürmann's.

Doch mußten auch diese, in erster Linie auf chemischer Basis ruhenden Untersuchungen an gewissen Mängeln leiden, solange keine oder nur wenige Experimente im Laboratorium vorlagen. Ich habe mir in der vorliegenden Abhandlung die Aufgabe gestellt, diese Lücke durch Anstellung von Reihenversuchen auszufüllen und ihre Resultate auf die natürlichen Vorgänge, soweit dies möglich ist, zu übertragen. Einiges hierüber habe ich bereits veröffentlicht[5]).

Im folgenden wird also der Laboratoriumsversuch und seine Beziehung zum Vorgang in der Natur in den Vordergrund gestellt. Dabei wird vor allem eine Phase herausgegriffen, nämlich diejenige, innerhalb derer aus dem kalkhaltigen Wasser der vadoside Kalk abge-

[1]) Über Dolomit und seine Entstehung. N. J. f. Min. usw. Beil. Bd. XXIII, 1907.
[2]) Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundsch., 15. Bd., H. 1. 1924.
[3]) Übersicht über die organogenen Sedimente nach bilologischen Gesichtspunkten. Natw. Wochenschr. 1921.
[4]) Skandinaviske Kalktuffer. Naturens Verden 1922.
[5]) Die Petrogenese der Kalktuffe nebst einigen sich daraus ergebenden geol. Problemen. Geol. Arch. 1924. — Vgl. auch H. Klähn, D. Entstehg. d. Kalke in Süßwasserseen u. in Meeren. — Ein Vergleich. Z. d. d. G. G., 77. Bd., 1925.

sondert wird. Die diagenetischen Vorgänge werden nur nebenbei behandelt. Streng getrennt werden die rein chemischen von den physiologisch-chemischen Prozessen. Beide werden für sich in besonderen Versuchen auf ihre Bedeutung für die Kalkausscheidung untersucht. Da hierbei die Temperatur, die Kohlensäure, der Sauerstoff, die organische Substanz, ferner adsorptive und absorptive Einflüsse in Frage kommen, so mußten auch sie in besonderen Experimenten weitgehend berücksichtigt werden.

Ich möchte an dieser Stelle darauf hinweisen, daß ich bei meinen Versuchen in erster Linie natürliches Wasser (vor allem das kalkhaltige Rostocker Leitungswasser), ferner solche Gegenstände benutzte, welche auch in der Natur vorkommen (Laub, Tuffsteine usw.) Es ist wohl dieser Hinweis deshalb nötig, weil man mir ev. den Vorwurf machen könnte, daß ich nicht »chemisch reine« Materialien zum Ausgang meiner Untersuchungen machte. Doch kam es mir in erster Linie auf das Verhalten von »Naturprodukten« an. Ich denke dabei vor allem an die Erscheinungen, welche ich als »Adsorption« bezeichnet habe. Ich bin von verschiedenen Kollegen, mit denen ich über meine Untersuchungen sprach, darauf aufmerksam gemacht worden, daß die zu diesen verwandten Körper nicht »rein« seien, daß also bei den »Adsorptionen« auch chemische Reaktionen eine Rolle spielen können. Diese Mögliehkeit gebe ich ohne Weiteres zu, doch möchte ich sie für die Lösung des Gesamtproblems nicht in den Vordergrund stellen.

Die folgenden Untersuchuugen drehen sich also in der Hauptsache um das Problem: Wie weit sind rein chemisch-physikalische, wie weit physiologische Prozesse an der Ausscheidung des Kalkes aus vadosidem kalkhaltigen Wasser bei der Entstehung der Seekreide und der Kalktuffe beteiligt?

In ähnlicher Weise wie in dieser Schrift behandle ich in später zu veröffentlichenden Arbeiten die Beziehungen zwischen Kalk und Kieselsäure einer- und organischer Substanz anderseits. Hierüber ist von mir soeben eine Arbeit erschienen[1]).

Es liegt in der Natur des Themas, daß nicht die gesamte Literatur, welche den behandelten Gegenstand lose berührt, zitiert wird. Dadurch wäre die Arbeit unnötig angewachsen, außerdem finden wir eine gute Zusammenstellung der Literatur bei Halbfass[2]) und Gams[3]).

Ich möchte nicht unterlassen, Herrn Geheimrat Geinitz für die Erlaubnis zur Benutzung seiner Bücherei und Herrn Dr. Gams-Wasserburg für den Hinweis auf Literatur bestens zu danken.

Die Laboratoriumsuntersuchungen wurden im geologischen Institut der Universität Rostock durchgeführt. Dabei konnte ich mich des Entgegenkommens von seiten des Herrn Geheimrat Geinitz erfreuen, welcher meine Arbeiten durch Anschaffung von Chemikalien

[1]) H. Klähn, Kreide mit und ohne Feuersteine. N. J. f. Min. usw., 1925.
[2]) Vergleichende Seenkunde Bornträger 1923.
[3]) Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Landeskundliche Forschungen, herausgegeben von der geogr. Ges. in München 1923.

und Apparaten unterstützte. Auch Herrn Abteilungsdirektor Prof. Gans danke ich bestens für einige Hinweise.

Zum Schluß richte ich an die Herren Fachgenossen die Bitte, mir gegen Austausch die sich in ähnlichen Bahnen wie die vorliegende Abhandlung bewegenden Arbeiten zuzusenden.

Einleitung

Der »doppelkohlensaure Kalk«

Die Existenz des »doppelkohlensauren Kalkes« ist eine durchaus hypothetische. Es soll sich dabei um eine Verbindung $Ca(HCO_3)_2$ handeln, die entsteht, wenn neutraler Kalk und Kohlensäure zusammenkommen:

$$(1)\quad CaCO_3 + H_2CO_3 = Ca(HCO_3)_2$$

oder in Jonenform:

$$(2)\quad Ca^{\cdot\cdot} + CO_3'' + 2H^{\cdot} + CO_3'' = Ca.. + 2HCO_3'$$

Der unsichere Charakter des »doppelkohlensauren Kalkes« erhellt schon daraus, daß der obige Vorgang nicht mit Hilfe der Jonentheorie erklärt werden kann. Es ist nämlich eine bekannte Tatsache, daß der Zusatz eines Stoffes zu einer Lösung, welche dieselben Jonen wie dieser enthält, ihre Jonisation herabdrückt. Es müßte also beim Hinzufügen von CO_3-Jonen zu einer Kalklösung weitere Ausfällung stattfinden. Doch das Gegenteil ist der Fall.

»Es gibt jedoch auch Fälle, wo die Löslichkeit eines Salzes durch den Zusatz eines gleichjonigen Elektrolyten erhöht wird. In solchen Fällen handelt es sich stets um chemische Reaktionen, die zwischen den beiden Elektrolyten stattfinden und zu komplexen Verbindungen oder Komplexjonen führen.« Auf diese Stelle in Herz's »Leitfaden der theoretischen Chemie« (1912, S. 172) machte mich Herr Prof. Gans aufmerksam, wofür ich ihm bestens danke.

Ob die genannten Sätze auch für unseren Fall gelten, kann ich nicht beurteilen und wäre für sich zu untersuchen. Mir kommt es hier vorläufig nur darauf an, einen ev. gangbaren Weg zu zeigen. Vielleicht wird er einmal von rein chemischer Seite erprobt.

Abstrahieren wir aber ganz von der Verbindung des »doppelkohlensauren Kalkes«, so gelingt uns eine Deutung des Prozesses, namentlich unter Berücksichtigung der Kolloidchemie, besser.

Zum besseren Verständnis der folgenden Erklärung sei auf die Ansicht hingewiesen, daß beim Erwärmen oder bei der physiologischen Tätigkeit gewisser Pflanzen das Molekül $Ca(HCO_3)_2$ »gesprengt« wird. Besonders über Letzteres ist man sich absolut nicht im klaren. Burger[1]) nimmt zur Erklärung der Spaltung des $Ca(HCO_3)_2$ durch submerse Pflanzen an, daß entweder die Ausscheidung einer Säure

[1]) Über schwäbische Kalktuffe, insbesondere des Eschaztales. Inaug.-Dissertation Tübingen 1911.

»oder enzymatische Vorgänge im Plasma, speziell im Chlorophyll« anzunehmen seien, »in welch letzterem Fall der Eintritt des Bicarbonats in den Zellverband nötig wäre.« Dieser Autor und auch JOST[1]) vermuten, daß das Bicarbonat das Jon HCO'_3 liefert, welches nun seinerseits in CO_2 und OH' zerfällt; es stünde also der Pflanze stets von vornherein freie CO_2 zur Assimilation zur Verfügung.

Diese Erklärung hat auf jeden Fall etwas gezwungenes an sich. Es kommt aber noch hinzu, daß es Schwierigkeiten macht, den verhältnismäßig leichten Zerfall des »Bicarbonats« bei der Erwärmung zu verstehen. Ich möchte deshalb annehmen, daß in diesem Körper eine ganz lockere Bindung zwischen der Kohlensäure und dem neutralen Kalk besteht, welche leicht gelöst werden kann. Darum fasse ich das »Kalkciumbicarbonat« als eine Adsorptionsverbindung von der Formel $Ca\,CO_3 . CO_2$ bzw. $Ca\,CO_3 . x\,CO_2 . x\,H_2O$ auf. Ob nun in dieser Verbindung das gegenseitige Verhältnis der einzelnen Komponenten bei derselben Temperatur ein konstantes ist, weiß ich nicht.

Bestimmung des Kalkes in Lösungen

Es ist selbstverständlich, daß nach der vorgetragenen Auffassung über den Aufbau des Adsorptionskalkes (wie ich ihn nennen will) eine Bestimmung desselben nur in Form des neutralen Kalkes möglich ist. Bisher war man von der Voraussetzung ausgegangen, daß sich freie Kohlensäure und $Ca\,CO_3$ gegenseitig ausschließen (SCHÜRMANN a. a. O.). Doch zeigten mir verschiedene Versuche das Gegenteil, indem sich lange nach der festen Ausscheidung von Kalk Kohlensäure nachweisen läßt (oft etwa 0,9—1,1 mg in 100 ccm). Phenolphtalein bringt in einer solchen Lösung keine Violettfärbung hervor. Diese tritt erst nach längerem Erhitzen auf 90—100° auf.

Man nahm an, daß erst bei Abwesenheit der Kohlensäure neutrales Carbonat vorhanden sei. Nach diesem Gesichtspunkt wurden auch die Berechnungen ausgeführt. Durch Zusatz von Phenolphtalein überzeugte man sich von der An- oder Abwesenheit der Kohlensäure. Im ersteren Fall neutralisierte man sie mit $^1/_{10}$ n Soda, wobei 1 ccm Soda 2,2 mg CO_2 entspricht. Dann wurde Methylorange zugegeben, die Lösung mit $^1/_{10}$ n HCl versetzt und nach Abzug des verbrauchten Soda auf Bicarbonat berechnet, wobei 1 ccm HCl 6,1 mg HCO_3 entsprechen:

$$(3)\quad Ca^{\cdot\cdot} + 2\,HCO_3'' + 2\,(H^{\cdot} + Cl') = Ca^{\cdot\cdot} + 2\,Cl' + 2\,H_2CO_3.$$

Reagierte jedoch die Lösung nach dem Zusatz von Phenolphtalein gleich alkalisch, so wurde mit Methylorange und HCl sofort auf neutralen Kalk titriert:

$$(4)\quad Ca^{\cdot\cdot} + CO_3'' + 2\,(H^{\cdot} + Cl') = Ca^{\cdot\cdot} + 2\,Cl' + H_2CO_3.$$

Hierbei kommen auf 1 ccm n/10 HCl 3 mg CO_3, aber nicht 6 mg, wie SCHÜRMANN a. a. O. irrtümlich angibt, da 1 ccm HCl $\frac{CO_3}{20} = \frac{60}{20}$ = 3 mg entsprechen.

[1]) Vorlesungen über Pflanzenphysiologie 1913. S. 153.

Bei meinen Untersuchungen habe ich zuerst die freie Kohlensäure mit n/10 Soda und Phenolphtalein als Indikator und den Rest mit n/10 HCl und Methylorange als Indikator als $CaCO_3$ bestimmt[1]).

Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß alkalische Reaktion nicht ausschließlich auf die Anwesenheit von neutralem Kalk, der ja nicht im eigentlichen Sinne des Wortes neutral ist, hinweist. Wir müssen bedenken, daß zur vollkommenen Neutralisation des an sich alkalisch reagierenden Neutralkalkes eine bestimmte Menge von Kohlensäure nötig ist. Die alkalische Reaktion desselben ist auf die hydrolytische Spaltung zurückzuführen:

$$Ca^{\cdot\cdot} + CO_3'' + 2\,(H^{\cdot} + OH') = H_2CO_3 + Ca^{\cdot\cdot} + 2OH'.$$

Solange nun genügend adsorbierte Kohlensäure vorhanden ist, neutralisiert diese den Kalk, indem auf 100 g $CaCO_3$ 44 g adsorbierte, und dementsprechend auf 13,5 mg $CaCO_3$ 5,94 mg CO_2, auf 12,6 mg $CaCO_3$ 5,764 mg CO_2 usw. kommen. Tritt also in einer Lösung ohne freie Kohlensäure alkalische Reaktion ein, so haben wir es bei dem bereits oder noch nicht ausgeschiedenen Kalk zu tun mit:

$$13{,}5 \text{ mg } CaCO_3 . (5{,}94 - x)\, CO_2$$
$$12{,}6 \text{ » } CaCO_3 . (5{,}764 - x)\, CO_2.$$

Die Größe von x bestimmt den Grad der Alkalinität.

In einer solchen alkalisch reagierenden Kalklösung haben wir also zumeist ein Gemisch von Neutral- und Adsorptionskalk vor uns. Wenn im folgenden von »Neutralkalk« die Rede ist, ist das eben Gesagte zu berücksichtigen.

Auflösung und Ausscheidung des Kalkes

I. Auflösung des Kalkes

Bevor der Kalk in einem stehenden oder bewegten Wasser ausgeschieden wird, muß er zunächst in dieses hineingelangen. Es nimmt beim Durchsickern kalkhaltiger Gesteine einen bestimmten Prozentsatz Kalk auf. Das Wasser stammt, soweit es sich um vadoses handelt — dieses wird in der Arbeit allein berücksichtigt — aus dem Regen. Es ist also destilliert und enthält wenig Kohlensäure, deren Menge im Boden vergrößert werden kann.

Von verschiedenen Seiten sind Auflösungsversuche mit Kalk angestellt worden, so von Fresenius, Bodländer, Treadwell und Reuter.[2]) Schlösing[3]) gibt an, daß in einem Liter reinen Wassers bei 16° 13,1 mg

[1]) Ich habe bei allen Untersuchungen zu 100 ccm Wasser 1 Tropfen 1% Phenolphtalein gegeben, Tillmann und Noll (Wasseruntersuchung, Z. f. ang. Ch., 1912, S. 998) hingegen bringen 10 Tropfen 0,1 % Phenolphtalein zu 200 ccm Wasser.

[2]) Man kann sich leicht von der Löslichkeit des Kalkspats in kohlensäurefreiem destilliertem Wasser überzeugen, wenn man etwas feinpulverisiertes Material mit ausgekochtem reinem Wasser zusammenbringt. Mit Phenolphtalein tritt sofort Violettfärbung auf.

[3]) Sur la dissolution du carbonate de chaux par l'acide carbonique. Comptes rend. 74. Bd. 1872.

Kalk gelöst werden. Allerdings erfährt man über die Natur des Kalkes nichts. PETTENKOFER meint, daß Kalkspat in Wasser nicht löslich sei. Demgegenüber gibt K. A. HOFMANN[1]) für die Löslichkeit des Kalkspats in reinem Wasser die folgenden Zahlen:

In 1 l:

Temperatur	Gelöster Kalk (in g)
25°	0,014
50°	0,015
100°	0,018

Bei Anwesenheit der in der Atmosphäre befindlichen Kohlensäure erhöht sich die Löslichkeit bei 25° um das dreifache, ist das Wasser mit Kohlensäure beim Atmosphärendruck gesättigt, so werden 0,9 g, unter erhöhtem Druck sogar bis 3 g als »Kalkciumbicarbonat« gelöst.

Da ich bei den folgenden Untersuchungen mit Muschelkalkgestein (Wellenkalk) arbeitete, interessierte es mich, wieviel hiervon in kalkfreiem Wasser gelöst wird. Der von mir bei den Versuchen benutzte Muschelkalk von Berun unweit Pleß besitzt 86,45 % $CaCO_3$, 4,98 % $H_2O_3 + Fe_2O_3$, 7,61 % Unlösliches. Ich stellte zunächst einen Vorversuch mit kohlensäurefreiem, destilliertem Wasser an. Die übrigen Versuche setzte ich mit destilliertem, etwas Kohlensäure enthaltendem Wasser an, welches stehend und fließend zur Untersuchung gelangte (etwa 0,40 mg CO_2 in 100 ccm).

1. Stehendes Wasser

α) CO_2-freies Wasser

In einem Kolben wird destilliertes Wasser eine Stunde lang gekocht, dann in einen längere Zeit erwärmten Maßkolben von 100 ccm Inhalt gegossen, nochmals aufgekocht und dann von der Luft dadurch abgeschlossen, daß sofortige Verbindung mit einer Kalilaugewaschflasche hergestellt wird. Nach Abkühlung auf 30° wird ein offenes Präparatengläschen, eine abgewogene Menge Kalk enthaltend, schnell in den Maßkolben eingeführt. Ein dem Wasser vorher zugesetzter Tropfen Phenolphtalein färbt dieses sofort violett, ein Zeichen, daß die Hydrolyse des Kalkes und mithin seine Auflösung sehr schnell eintritt. 22 Stunden blieb er im Wasser, wobei sich dieses auf 15° abgekühlt hatte.

Ergebnis: In 100 ccm kohlensäurefreiem Wasser lösen sich bei 15—30° von 1 g fein gemahlenem Muschelkalk innerhalb 22 Stunden 1,20 mg auf, eine Zahl, welche derjenigen von SCHLÖSING sehr nahe kommt. Dabei ist zu berücksichtigen, daß es sich nicht um reinen Kalk handelt.

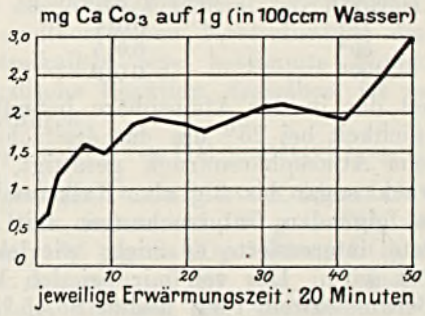
β) CO_2-haltiges Wasser

In 100 ccm abgestandenes destilliertes Wasser werden hintereinander genau abgewogene Mengen von fein zermahlenem Muschelkalk bei verschiedenen Temperaturen eingetragen. Nach 20 Minuten wird die gelöste Menge bestimmt.

Das Diagr. 1 zeigt, daß bei Erwärmung von 2,2 auf 16° die

[1]) Lehrbuch d. anorg. Ch., S. 464.

Kurve sehr steil steigt, dann bei weiterer Temperatursteigerung auf 22° wieder fällt, um dann bis 50° ständig anzusteigen. Bemerkt sei, daß ein Tropfen Phenolphtalein, welchen man sofort nach dem Einschütten des Kalkes zu dem Wasser gibt, dieses momentan violett färbt. Der Kohlensäuregehalt des benutzten Wassers betrug 0,3916 mg auf 100 ccm bei 15°.



Diagr. 1

Bei längerer Lösungszeit vergrößert sich die Menge des gelösten Kalkes. Nach 22 Stunden wurden bei 7° 3,8, bei 16° 3,76 (Mittelwert aus zwei Untersuchungen) mg in 100 ccm Wasser gelöst. Dies bezieht sich wiederum auf den bereits oben benutzten Muschelkalk.

Verhältnisse in der Natur

In stehenden Gewässern (Kohlensäuregehalt gering, nimmt mit der Tiefe in den meisten Seen zu bestimmten Jahreszeiten zu) kommt eine Auflösung des Kalkes nur dort in Betracht, wo diese mit abgelagertem Seekalk in direkte Berührung kommen, oder, wo das Grundwasser in kalkhaltigen Sedimenten steht. Dies ist bei vielen norddeutschen Seen der Fall, deren Wasser über wasserundurchlässigen Ton angesammelt ist und mit dem darüber liegenden kalkhaltigen Sand in Berührung kommt. A. Willer[1]) hält es für wahrscheinlich, daß der Boden, aus dem die Gewässer einiger ostpreußischer Seen stammen, für den Carbonatgehalt derselben von großem Einfluß sei. Der Autor macht allerdings auf die Beobachtungen von Brönstedt und Wesenberg-Lund[2]) aufmerksam, die keine Beziehungen zwischen Kalkschlamm und Kalkgehalt des Wassers nachweisen konnten.

2. Bewegtes Wasser

Eine senkrecht angebrachte Glasröhre von 11 mm lichtem Durchmesser und 1,10 m Länge wird mit Muschelkalkbröckchen von durchschnittlich 1 cm Länge beschickt. Auf der Röhre sitzt ein Trichter, welcher mit Schnee gefüllt ist. Dieser sickert beim Schmelzen über die Kalkstückchen, nimmt Kalk auf und wird in einem Standzylinder, auf dem sich ein Trichter mit Filter befindet, aufgefangen.

[1]) Die Carbonathärte einiger ostpreußischer Gewässer. Geolog. Arch. Bd. I, Heft 6, S. 305 ff.

[2]) Intern. Revue f. d. ges. Hydrobiologie u. Hydrographie. Bd. IV, Heft 3—6. 1911.

Ich bringe zur Übersicht die folgende Tabelle.

Tabelle 1

CO_2-Gehalt	CO_3-Gehalt	$CaCO_3$-Gehalt	Dauer der Schneeschmelze	Temperatur des abfließenden Wassers	Lufttemperatur
(mg in 100 ccm)					
0,0 mg	4,74	7,9	3 Tage	0°	0°
0,0 »	5,88	9,8	18 Stdn.	2°	3°
Spur	8,16	13,6	14 »	3°	3°
»	2,56	4,27	6 »	6°	6°

Die bei 0—3° aufgelösten Kalkmengen sind gegenüber denen unter 1β angegebenen recht bedeutend. Dies kann nur auf die längere Berührung zwischen dem Wasser und dem Kalk gegenüber den Versuchen 1β zurückgeführt werden (20 Min.). Bei 0° wird nach dreitägiger Fallzeit, innerhalb der aus dem Schnee etwa 80 ccm Wasser gebildet werden, eine Konzentration erreicht, welche etwa $^1/_3$ des Rostocker Leitungswassers (11—13,2 mg CO_3 in 100 ccm) ausmacht.

Auffallenderweise ist der Gehalt an gelöstem Kalk bei 6° verhältnismäßig gering. Dies kann damit zusammenhängen, daß der Schnee bei dieser Temperatur schneller als bei niedrigerer Lufttemperatur schmilzt und deshalb mit den Kalksteinen weniger lang in Berührung bleibt.

Bemerkt sei, daß das Schneewasser nach der Berührung mit dem Kalk nahezu kohlensäurefrei war, denn ein kleiner Tropfen 1/10 n Soda färbte es nach Zusatz von Phenolphtalein violett.

Verhältnisse in der Natur

Die oben geschilderten Versuche ahmen die Verhältnisse, wie sie sich im Frühjahr innerhalb von Muschelkalksedimenten abspielen dürften, nach. Doch wird im Gestein mehr als bei den Versuchen gelöst, weil die sich in diesem befindliche Kohlensäure (namentlich bei der niederen Temperatur des schmelzenden Schnees) lebhaft absorbiert wird, wodurch die Löslichkeit des Kalkes wesentlich erhöht wird. Es wird mithin die Kalkkonzentration in den natürlichen Kalkwasserquellen eigentlich im Frühjahr eine höhere als im Sommer sein müssen, vorausgesetzt, daß nicht andere Faktoren z. B. Niederschläge für eine Kompensation sorgen.

II. Die Ausscheidung des Kalkes

Es ist klar, daß der Kalk in kohlensäurefreiem Wasser bei einer bestimmten Konzentration ausfallen muß. Beträgt diese bei 16° mehr als 1,31 mg $CaCO_3$ in 100 ccm, so beginnt die Kalkausscheidung. (Hierbei ist eine Zahl von SCHLÖSING zugrunde gelegt.)

Anders ist die Sache bei kohlensäurehaltigen Kalklösungen. Die Ausscheidung von festem Kalk hängt nicht allein von der Kalkkonzentration, sondern auch von derjenigen der freien Kohlensäure ab. Wir haben uns deshalb zunächst mit dem Verhalten der letzteren gegenüber verschiedenen Faktoren zu beschäftigen.

Die Kohlensäure

Wenn wir die Existenz von H_2CO_3 annehmen, so ist dieses elektrolytisch gespalten in:

$$H_2CO_3 = H^{\cdot} + HCO_3'^{1})$$

Es gilt also:

$$k.H_2CO_3 = H^{\cdot}.HCO_3'.$$

Die Leitfähigkeit der Lösung von CO_2 in Wasser ist nach Pfeiffer[2]) sehr gering, weshalb Pfeiffer nicht geneigt ist, sie als eine physikalische Lösung von H_2CO_3 anzusehen. Kraut und Gmelin[3]) drücken sich dahin aus, daß CO_2 vorwiegend als Anhydrid und nicht als H_2CO_3 im Wasser vorhanden sei. k ist nach Walker und Cormack[4]) $3{,}04.10^{-7}$.

A) Die Kohlensäureverhältnisse in einer Lösung unter dem Einfluß der Temperatur

Die Aufnahmefähigkeit des Wassers gegenüber der Kohlensäure nimmt mit dem Druck zu, mit steigender Temperatur aber ab. Nach den Tabellen von Bohr und Bock lösen 100 g reinen Wassers bei 0° 0,3347, bei 10° 0,2319, bei 15° 0,1971, bei 20° 0,1689, bei 25° 0,1450 g Kohlensäure.

Das von mir bei meinen Versuchen verwandte destillierte Wasser enthält im Durchschnitt 0,44, das Rostocker Leitungswasser in frischem Zustand 1,0—2,0 mg CO_2 in 100 ccm. Diese Zahlen wurden durch Titration mit $^1/_{10}$ n Soda gewonnen.

Obschon nun ein umgekehrtes Verhältnis zwischen Temperatur und Kohlensäureabsorption nachgewiesen wurde, so gelingt trotzdem eine Konzentration der CO_2 bei Erwärmung. Ich habe diesbezügliche Versuche sowohl mit destilliertem als auch mit kalkhaltigem Rostocker Leitungswasser in verschiedener Verdünnung angestellt, wobei das Verhalten der Kohlensäure bei schneller und langsamer Erwärmung untersucht wurde. Ganz besonders habe ich die letztere berücksichtigt, da sie ja auch in der Natur eine gewisse Rolle spielt. Allerdings werden wir sehen, daß die bei den Versuchen beobachteten Vorgänge in Seen kaum nachweisbar sind. Wir gehen bei unseren Betrachtungen von der Erwärmung destillierten Wassers aus.

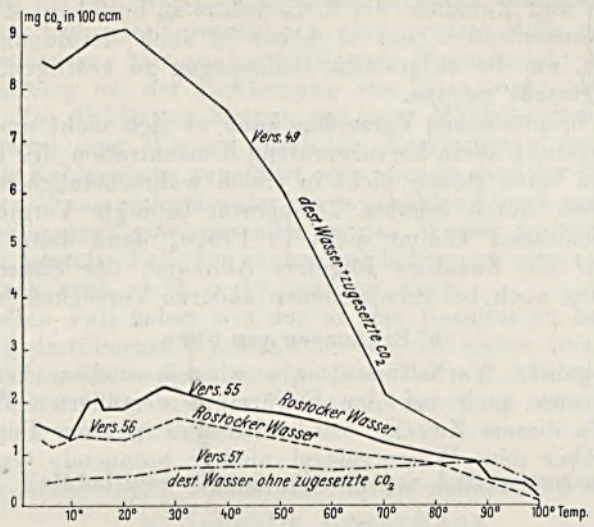
1. Destilliertes Wasser

a) Schnelle Erwärmung

Es wurden in einem Becherglas 100 ccm destillierten Wassers im Wasserbad von 0 auf 5, weitere 100 ccm von 5 auf 10, weitere 100 ccm von 10 auf 20° usw. erwärmt und auf ihren Kohlensäuregehalt untersucht. Der ganze Versuch nahm etwa eine Stunde in Anspruch.

---

[1]) G. Bodländer, Z. f. phys. Chemie, 35. Bd. 1900.
[2]) Ann. d. Physik u. Chemie, Bd. 23. 1884.
[3]) Handbuch d. anorg. Ch. S. 650.
[4]) Journ. of the Chem. Soc. Bd. 77. 1900.



Diagr. 2

Kurve 57 auf Diagr. 2 zeigt das Resultat des Versuches. Sie steigt von 20° an und sinkt erst bei 90°, d. h. die Kohlensäure nimmt bei der Erwärmung eher zu als ab. Dabei kann von einer Konzentration, welche durch die Verdunstung des Wassers bedingt wäre, nicht die Rede sein, denn dazu war die Erwärmung eine zu rasche. Ich hatte zuerst daran gedacht, daß vielleicht die durch höhere Temperatur hervorgerufene größere Jonisation daran schuld sei, doch haben mich die weiteren Versuche mit kalkhaltigem Wasser wieder davon abgebracht, worauf ich noch zu sprechen kommen werde.

b) Langsame Erwärmung

b' Erwärmung von unten

In einer Porzellanschale wird destilliertes Wasser auf dem Wasserbad oder über einer niedrig brennenden Bunsenflamme längere Zeit erwärmt. Die einmal erreichte Höchsttemperatur von 20—25° wird tagelang beibehalten. Alle 24 Stunden wird das Wasser auf seinen Kohlensäuregehalt geprüft.

Tabelle 2

Temp.	CO_2-Gehalt (mg auf 100 ccm)	Zeit d. Erwärmung	Temp.	CO_2-Gehalt (mg auf 100 ccm)	Zeit d. Erwärmung	
9°	0,44		10°	0,88		(Versuch 91)
27°	0,44	24 Std.	24,5°	2,112	24 Std.	
25,5°	0,748	48 »	18°	4.048	48 »	
			22°	2,728	72 »	

Die Tabelle zeigt deutlich, daß bei der Erwärmung auf etwa 25° der Kohlensäuregehalt zu-, nach 48stündiger Erwärmung aber wieder abnimmt. Dabei scheint ein bestimmtes Verhältnis zwischen Anfangs-

konzentration und Zunahme der Kohlensäure zu bestehen, d. h. je höher die Anfangskonzentration, um so höher ist auch die Zunahme. Allerdings müßten, um die aufgestellte Behauptung zu kräftigen, noch mehr Versuche angestellt werden.

Bei den besprochenen Versuchen kann es sich nicht um eine durch Wasserverdunstung allein hervorgerufene Konzentration der Kohlensäure handeln, denn beide stehen nicht in einem wahrscheinlichen Verhältnis. Auch die etwa durch erhöhte Temperatur bedingte Vergrößerung der Kohlensäurejonisation kommt nicht in Frage, denn dann würde man nicht die auf die Zunahme folgende Abnahme der Säure verstehen. Diese wird uns noch bei verschiedenen anderen Versuchen beschäftigen.

b" Erwärmung von oben

Ganz ähnliche Verhältnisse, wie wir sie soeben kennenlernten, stellen sich nun auch bei der Erwärmung destillierten Wassers von oben ein. Zu diesem Zwecke wurde dasselbe in einer Porzellanschale durch eine über dem Wasserspiegel niedrig brennende Gasflamme erwärmt. Alle 24 Stunden wurde untersucht:

Tabelle 3

Temp.	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	Zeit d. Erwärmung	Temp.	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	Zeit d. Erwärmung	
15,5°	0,352		17°	0,528		(Versuch 92)
24,5°	0,308	24 Std.	22°	0,66	24 Std.	
25°	1,76	48 »	26°	0,528	48 »	
			26°	1,54	72 »	
			24°	6,424	96 »	

Die beiden Versuche lehren deutlich, daß auch bei der Erwärmung destillierten Wassers von oben die Kohlensäure zunimmt. Dabei scheint eine ähnliche Abhängigkeit der Zunahme von der Anfangskonzentration zu herrschen, wie wir sie bereits bei der Erwärmung von unten kennenlernten. Es besteht gegenüber dieser ein Unterschied, indem die Kohlensäure nach der Zunahme nicht wieder abnimmt, wenigstens war dies bei den angestellten Versuchen nicht der Fall.

Ein weiterer Unterschied liegt in der Gesamtzunahme der Kohlensäure, welche bei der Erwärmung von unten 0,308 bzw. 4,168 mg, bei der Erwärmung von oben aber 1,408 bzw. 5,896 mg Kohlensäure beträgt. Es muß also hier ein Faktor hinzukommen, welcher die vermehrte Kohlensäuremenge bedingt.

Zunächst: Sowohl bei der Erwärmung von unten als auch von oben kann die Verdunstung des Wassers allein für die Zunahme der Säure nicht verantwortlich gemacht werden. Wir müßten dann zu anderen Zahlen kommen. Ich führe als Beispiel nur den zweiten Versuch der Tabelle 3 an. Innerhalb 24 Stunden nimmt die Kohlensäure um 0,66—0,528 = 0,132 mg zu. Die entsprechende Zunahme innerhalb 96 Stunden betrüge dreimal mehr, also 0,396 mg. In Wirklichkeit ist diese weit größer. Wir kommen mithin zu dem Schluß, daß sowohl bei der Erwärmung von unten als auch von oben die Zunahme zum

größten Teil auf Absorption zurückzuführen ist, wenn auch die durch Verdunstung bedingte Konzentration eine gewisse Rolle spielt.

Die zweite uns hier zu beschäftigende Frage lautet: Warum nimmt die Kohlensäure bei der Erwärmung von oben mehr als bei der von unten zu? Zur Erklärung können wir zwei Möglichkeiten heranziehen: Entweder wird dem Wasser durch die Verbrennung des Leuchtgases am Brenner Kohlensäure zugeführt oder aber es wird der Raum zwischen Flamme und Wasserspiegel unter etwas erhöhten Druck gesetzt, wodurch die Luftkohlensäure gewissermaßen in das Wasser gedrückt wird. Mir scheint der letztere Fall der wahrscheinlichere zu sein, wenn ich dies bis jetzt auch noch nicht exakt beweisen kann.

Auf jeden Fall haben wir uns an das Resultat zu halten, daß bei Erwärmung destillierten Wassers von oben und unten eine Kohlensäurezunahme stattfindet, welche zum größten Teil auf Absorption, zum geringsten Teil auf die mit der Wasserverdunstung zusammenhängende Konzentration zurückzuführen ist.

2. Kalkhaltiges Wasser (Rostocker Leitungswasser)[1])

a) Schnelle Erwärmung

Versuchsdurchführung wie bei A 1 a. Die Kurven 55 und 56 auf Diagr. 2, welche parallel miteinander verlaufen, zeigen bei der Erwärmung von 5 auf 10° eine geringe Abnahme der Kohlensäure, welcher aber sehr rasch eine Zunahme bis 30° folgt. Dann nimmt die Säure bis 100° kontinuierlich ab. Dieser Versuch beweist deutlich, daß die Kohlensäurezunahme nicht auf eine solche der Jonisation zurückgeführt werden kann, denn in diesem Fall dürfte die Kurve bei 30° nicht wieder fallen. Die Wasserverdunstung ist auch bei diesen Versuchen wie bei denen von A 1 a so gering, daß sie gar nicht bei der Kohlensäurezunahme in Anschlag gebracht werden kann. Es ist vielmehr auch hier die Absorption im Spiel. Für diese scheint die Temperatur zwischen 20 und 30° von besonderer Bedeutung zu sein, wie wir dies auch noch später sehen werden. Temperaturerhöhung über 30° ruft Evasion hervor.

[1]) In seiner Zusammensetzung wechselt das Rostocker Leitungswasser fast täglich. Innerhalb der Monate November bis März schwankte der CO_3-Gehalt zwischen 11 und 13,2 mg in 100 ccm. Ausführliche Analysen finden sich bei Wolff, Chem. Analyse d. wichtigsten Seen und Flüsse Mecklenburg's. 1872. Vgl. auch: Fr. Lau, Vergl. Untersuchg. verschiedener Rostocker Brunnenwässer, d. Warnow- u. Leitungswassers. Inaug.-Diss. 1888.

Die Resulsate zweier solcher Analysen nach Wolff und Schultze sind die folgenden. Ich führe nur die uns interessierenden Stoffe auf:

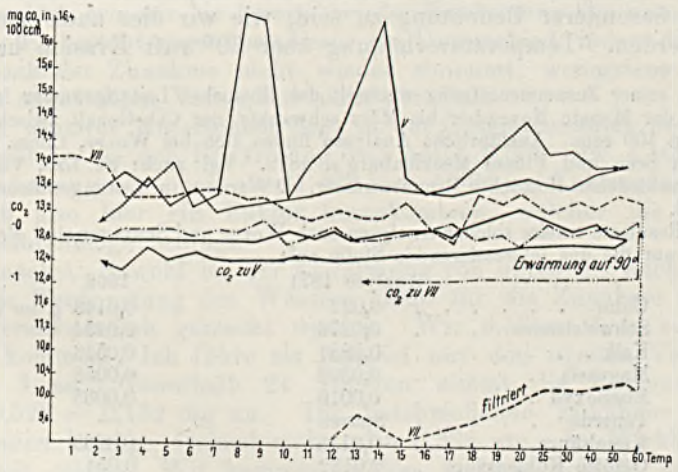
	Analyse 1871	1868
Chlor	0,022	0,0148 g im l
Schwefelsäure	0,0276	0,0254
Kalk	0,0981	0,0513
Magnesia	0,0302	0,0058
Eisenoxyd	0,0019	0,0035
Tonerde	Spuren	—
Kieselsäure	0,0155	0,0230
Gelöste Kohlensäure	0,0182	0,051
Sauerstoff	0,0177	—

Vergleichen wir nun die Kurven 55 und 56, welche sich auf die Kohlensäureverhältnisse in kalkhaltiger Lösung beziehen, mit Kurve 57, welche für destilliertes Wasser gilt, so fällt uns trotz großer Ähnlichkeit der graduelle Unterschied auf. Auf- und Abstieg der Kohlensäurekurve 55 oder 56 (Kalklösung) sind viel steiler als bei 57 (destilliertes Wasser). Man könnte daraus schließen, daß hieran der Kalkgehalt schuld sei. Doch werden wir eines anderen belehrt, wenn wir auch noch die sehr steile Kurve 49 in den Kreis unserer Betrachtungen ziehen. Sie ist aus Versuchen mit destilliertem Wasser entstanden, dessen Kohlensäureanfangsgehalt 8,5 mg in 100 ccm betrug. Auch bei dieser Kurve ist ein anfängliches geringes Fallen, dem ein Anstieg bis 20° folgt, zu konstatieren. Dann fällt die Linie wieder. Um zum Ziele zu gelangen, stelle ich die Verhältnisse, wie sie die vier Kurven wiedergeben, zahlenmäßig dar.

Tabelle 4

CO_2-Zunahme vom untersten bis zum höchsten Kurvenpunkt in mg	CO_2-Abnahme vom höchsten Kurvenpunkt bis 80° in mg	
0,7 (Anfangskonz.: 8,5)	7,6 (Versuch 49)	dest. Wasser
0,9 (» 1,5)	1,3 (» 55)	Kalklösung
0,5 (» 1,2)	0,9 (» 56)	»
0,3 (» 0,44)	— (» 57)	dest. Wasser

Betrachten wir zuerst die Kohlensäureabnahme, so zeigt sich, daß diese um so größer ist, je größer die Anfangskonzentration ist. Diese Regel gilt allgemein für alle Gewässer, gleichgültig, ob dabei Kalk vorhanden ist oder nicht. Bei der Zunahme der Kohlensäure zeigt sich ebenfalls eine Abhängigkeit von der Anfangskonzentration, wobei wir den Versuch 49 außer acht lassen, da bei diesem die Kohlensäure künstlich zugesetzt wurde und sich dabei stets etwas anormale Verhältnisse herausstellen. Wenn wir aber die 3 letzten Versuche vergleichen, so zeigt sich sowohl innerhalb derselben insgesamt als auch innerhalb



Diagr. 3

der beiden Kalklösungen (CO_3-Konzentration = 13,50 mg in 100 ccm) eine innige Abhängigkeit der Kohlensäurezunahme von dem Anfangsgehalt der Kohlensäure, so daß wir nicht umhin können, den Kalk bei der Erklärung der Kohlensäurezunahme außer acht zu lassen. Es kann hierfür nur das Wasser an sich in Betracht kommen.

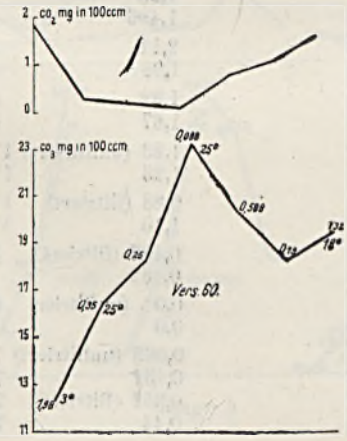
Eine Übersättigung an Kohlensäure durch Erwärmung gelingt mit kalkhaltigem Wasser aber nicht oder mehr zufällig, wenn man in einem großen Kolben erwärmt und bei Temperaturerhöhung von je 1^0, also sehr oft, eine Probe zur Untersuchung entnimmt (vgl. Diagramm 3). In diesem Falle wird wohl durch die erwähnte Manipulation die Lösung zu oft aufgerührt, so daß eine Absorption unmöglich ist. Wir werden noch sehen, welchen Einfluß die Bewegung der Flüssigkeit auf die Kohlensäureevasion hat. Allerdings könnte dieser Versuch beweisen, daß wegen des langen Kolbenhalses CO_2 von der Flamme her nicht zudringt.

b) Langsame Erwärmung

b') Erwärmung von unten

In einer Porzellanschale (Versuch 60) und in einem Zylinderglas von etwa 35 cm Höhe (Versuch 53) wird Rostocker Leitungswasser, im ersteren Fall von 3 auf 25, im zweiten Fall von 5 auf 20 bis 22^0 langsam erwärmt und alle 24 Stunden untersucht. Bei 53 wurden zu Anfang des Versuches innerhalb kürzerer Fristen Proben entnommen, um zu sehen, ob sich auch hier der Anfangsaufstieg der Kohlensäurekurve, wie wir ihn bei rascher Erwärmung in den auf Diagramm 2 dargestellten Kurven kennenlernten, einstelle. Dies war, wie Tabelle 6 lehrt, auch bei diesem Versuch der Fall innerhalb der ersten 4 Stunden bei Erwärmung von 6 auf 20^0.

Gehen wir zunächst zur Besprechung des Versuches 60 über, bei dem in einer großen Porzellanschale kalkhaltiges Wasser mit einer CO_3-Konzentration von 12,18 mg in 100 ccm und einer CO_2-Menge von 1,98 mg erwärmt wurde. Es sei auf Diagramm 4 und Tabelle 5 hingewiesen:



Diagr. 4

Tabelle 5

Temp.	CO_3-Menge (mg in 100 ccm)	CO_2-Menge	Zeit der Erwärmung	
3°	12,18	1,98		
24,3°	16,08	0,352	24 Stdn.	
24°	18,24	0,246	48 »	
25°	23,04	0,008	72 »	Beginn der Kalkausscheidung
25°	19,98	0,528	96 »	
25°	18,12	0,792	130 »	
18°	19,14	1,32	154 »	

Wenn wir mit dem Resultat dieses Versuches dasjenige von 91 (S. 735) vergleichen, bei dem destilliertes Wasser in einer Porzellanschale von unten unter den gleichen Temperaturbedingungen erwärmt wurde, so fällt uns der scheinbar entgegengesetzte Verlauf der zu beiden Versuchen gehörigen Kohlensäurekurven auf. In Wirklichkeit besteht der Unterschied nur darin, daß bei dem destillierten Wasser eventuell gleich eine Zunahme, bei dem kalkhaltigen Wasser aber eine Abnahme und dann erst eine Zunahme eintritt. Ein tatsächliches Abweichen der Versuche mit destilliertem und kalkhaltigem Wasser liegt in der verschiedenen Größe der Kohlensäureabsorption. Diese hängt mit der verschiedenen Absorptionsfähigkeit des ersteren gegenüber dem letzteren zusammen.

Im wesentlichen stimmt mit den gemachten Erfahrungen der Verlauf des Versuches 53, bei dem eine etwa 35 cm hohe kalkhaltige Wassersäule erwärmt wurde, überein. Um die Kohlensäureverhältnisse innerhalb dieser größeren Lösung zu zeigen, bringe ich die folgende Tabelle:

Tabelle 6

Temp.	CO_3-Menge in mg	CO_2-Menge in mg	Zeit der Erwärmung	
6° (Vers. 53)	13,5 (Wasserhöhe: 30 cm)	1,2		oben
				unten
11,5°	14,3	2,1	1 Std. 15 Min.	oben
	14,10	2,2	1 » 15 »	unten
20,3°	14,22	1,98	2 » 40 »	oben
	14,64	1,496	2 » 40 »	unten
22°	10,68	2,11	4 »	oben
	14,10	1,98	4 »	unten
25°	14,52	1,32	6 »	oben
	14,52	1,67	6 »	unten
23°	14,76	1,23 (unfiltriert)	17 »	oben
	14,94	1,23	17 »	unten
	14,82	0,88 (filtriert)	17 »	oben
	14,46	1,10	17 »	unten
27°	15,66	0,482 (filtriert)	3 Tge. 7 Std.	oben
	15,84	0,482		unten
14,5°	15,6	0,0 (unfiltriert	6 » 2 »	oben
	16,50	0,0		unten
24°	16,26	0,088 (unfiltriert)	7 » 4 »	oben
	16,26	0,132	7 » 4 »	unten
	16,08	0,352 (filtriert)	7 » 4 »	oben
	16,44	0,44	7 » 4 »	unten

Während zu Anfang des Versuches Kohlensäure und Kalkgehalt der oberen und unteren Lage in einem umgekehrten Verhältnis stehen, verwischen sich diese Erscheinungen bei Fortschreiten desselben, was wohl mit den in der Lösung auftretenden Bewegungen zusammenhängen dürfte. Im großen und ganzen scheinen sich aber CO_3 und CO_2 spiegelbildlich zueinander zu verhalten (vgl. auch Versuch 90 w. u.).

Ganz anders werden die Resultate, wenn wir dafür sorgen, daß die Kohlensäure bei der Erwärmung wohl aus der Lösung entweichen kann, daß aber aus der Luft kein Gas absorbiert wird. Zu dem Zweck erwärmte ich in einem Kolben Rostocker Leitungswasser, setzte aber auf denselben einen kugeligen Glasaufsatz mit engem Ableitungsrohr:

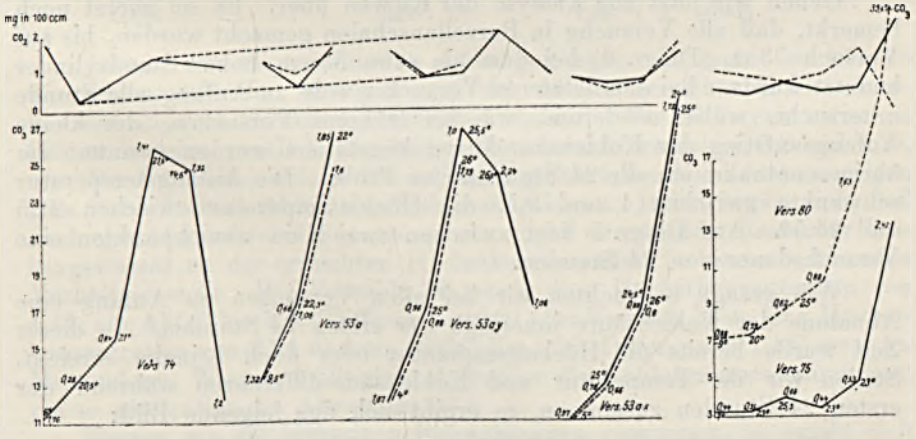
Tabelle 7

Temp.	CO_2-Menge (mg in 100 ccm	CO_3-Menge	Zeit der Erwärmung
12°	2,2	12,0	
29,8°	1,98	11,46(?)	1 Tag
29°	1,54	12,3	2 Tage
26°	1,67	12,42	4 »
26,5°	1,19	12,18	6 »
29°	1,32	12,12	11 »

Die Wasser-Verdunstung während des Versuches war ganz unbedeutend, bzw. = 0. Die Kohlensäure nimmt bis zum 11. Tag ständig ab, die Kalkkonzentration wegen der ganz geringen Wasserverdunstung kaum zu. (Vgl. d. Bemerkg. S. 739, letzter Satz von 2a.)

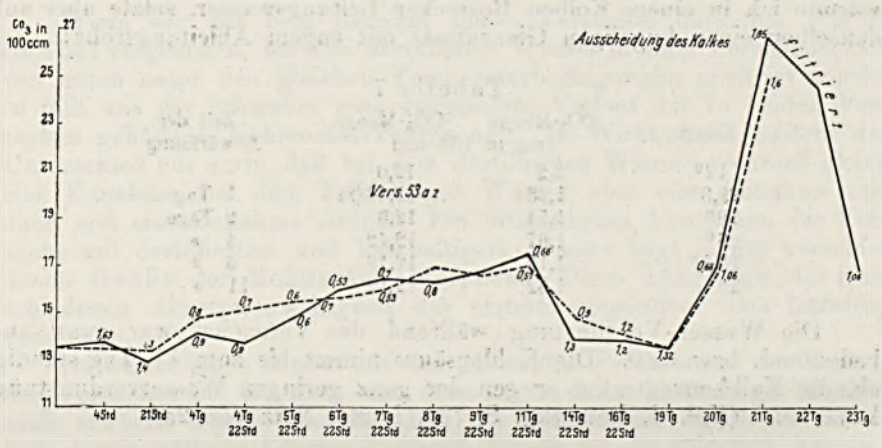
b") Erwärmung von oben

Da Versuche, bei denen von oben erwärmt wird, für das Verständnis der sich in der Natur abspielenden Vorgänge von wesentlich größerer Bedeutung sind als die bisher geschilderten, so wurde eine ziemlich große Anzahl in verschiedenen Modifikationen angestellt.



Diagr. 5

Betrachten wir zunächst einmal die Kohlensäurekurven auf Diagr. 5 und 6, welche sich auf die Versuche mit kalkhaltigem Wasser beziehen (Versuche 74, 53a, 53ay, 53ax, 80, 53az) für sich und vernachlässigen vorläufig ganz das Verhalten der CO_3-Kurven. Da zeigt sich eine gewisse Übereinstimmung des Verlaufs aller diesbezüglicher Linien untereinander. Innerhalb der ersten 24 Stunden ein Absinken, dann ein Aufstieg, dem bei den meisten Kurven wiederum ein Abstieg folgt. Die Versuche, bei denen das letztere nicht der Fall ist, konnten aus irgendwelchen Gründen nicht zum Schluß gebracht werden.



Diagr. 6

Die ausgezogenen Linien beziehen sich auf die oberen, die gestrichelten Linien auf die unteren Wasserpartien. Wenn nicht etwas Besonders an den Kurven bemerkt ist, entspricht jeder Kurvenknickpunkt einer Untersuchung. Die an diesen Knicken angegegebenen Zahlen geben die jeweilige Kohlensäurekonzentration an.

Gehen wir jetzt zur Analyse der Kurven über. Es sei zuerst noch bemerkt, daß alle Versuche in Porzellanschalen gemacht wurden, bis auf Versuch 53az, (Diagr. 6) bei dem ein etwa 35 cm hoher Standzylinder benutzt wurde. Bei dem letzteren Versuch wurde zu Anfang alle Stunde untersucht, wobei wiederum, wie bei früheren Versuchen, der kleine Anfangsaufstieg der Kohlensäurekurve konstatiert werden konnte. Im übrigen entnahm ich alle 24 Stunden eine Probe. Die Anfangstemperatur schwankte zwischen 4 und 9,5, die Höchsttemperatur zwischen 21,5 und 25,5°. Auf Diagr. 5 liegt zwischen zwei Kurvenknickpunkten eine Versuchsdauer von 24 Stunden.

Wie gesagt, beobachten wir bei allen Versuchen zu Anfang eine Abnahme der Kohlensäure innerhalb der ersten 24 Stunden. In dieser Zeit wurde bereits die Höchsttemperatur oder doch beinahe erreicht. Stellen wir die Temperatur und Kohlensäuredifferenzen während der ersten 24 Stunden zusammen, so ergibt sich das folgende Bild:

Tabelle 8

Temp.-Differenz innerhalb der ersten 24 Stunden	CO_2-Diferenz innerhalb der ersten 24 Stunden (mg in 100 ccm)
23 −7 = 16°	0,44 − 0,35 = 0,09 mg (Vers. 75)
20 −9 = 11°	0,88 − 0,79 = 0,09 » (» 80)
25 −5 = 20°	0,97 − 0,78 = 0,19 » (» 53ax)
18 −8,5 = 9,5°	1,06 − 0,79 = 0,27 » (» 90)
19 −5 = 14°	1,3 − 0,6 = 0,7 » (» 53az)
22,3 − 9,5 = 12,8°	1,32 − 0,66 = 0,66 » (» 53a)
25 −4 = 21°	1,67 − 0,96 = 0,71 » (» 53ay)
20,5 − 6 = 14,5°	1,76 − 0,26 = 1,50 » (» 74)

Es zeigt sich, daß ein bestimmtes Verhältnis zwischen Anfangskonzentration und abgegebener Menge der Kohlensäure besteht. Dabei spielt die Temperaturdifferenz eine untergeordnete Rolle. Es gilt das Gesetz: je größer die Anfangskonzentration, um so größer ist die Abgabe der Kohlensäure innerhalb der ersten 24 Stunden bei einer Temperaturdifferenz von durchschnittlich 14,8°. Ist die Kohlensäuremenge zu Anfang kleiner als 0,5 mg, so ist der Abfall = 0 oder fast = 0.

Auf die Abnahme der Kohlensäure folgt nun bei Einhaltung der einmal nach 24 Stunden erreichten Temperatur eine Zunahme. Wie nun eine Gesetzmäßigkeit zwischen Anfangskonzentration und Abgabe besteht, so existiert auch eine solche zwischen Konzentration am tiefsten und am höchsten CO_2-Kurvenpunkt:

Tabelle 9

Geringste Kohlensäuremenge	Höchste Kohlensäuremenge	Differenz
0,26	1,41	1,15 (Vers. 74)
[0,35]	[2,42]	[2,07 (» 75, stark verd. Lösg.)]
0,5	1,3	0,8 (» 53az)
[0,62]	[1,63]	[1,01 (» 80, verd. Lösg.)]
0,66	1,85	1,19 (» 53a)
0,78	1,72	0,94 (» 53ax)
0,96	2,24	1,28 (» 53ay)

Lassen wir die verdünnten Lösungen außer Betracht, so können wir sagen, daß die niedrigst und die höchst erreichte Kohlensäurekonzentration in direktem Verhältnis stehen. Die Differenz zwischen beiden ist eine ziemlich konstante; sie schwankt zwischen 0,8 und 1,28.

Die Versuche, welche bis zu Ende geführt werden konnten, zeigen zum Schluß einen Abfall der Kohlensäurekurve. Dabei ergibt sich, daß auch die Abnahme bei Benutzung von nicht verdünntem Rostocker Leitungswasser zu der erreichten Höchstkonzentration in einem bestimmten Verhältnis steht. Bei Versuch 74 wurde eine Höchstkonzentration von 1,41, ein Abfall bis 1,2, (Differenz = 0,21) bei Versuch 53ay eine Höchstkonzentration von 2,24 und ein Abfall bis 1,06 (Differenz = 1,18) erreicht. Mit anderen Worten heißt das: Je größer die Kohlensäurezunahme war, um so größer ist die Abnahme.

Fassen wir die bisherigen Betrachtungen zusammen, so ergibt sich das folgende Bild: Die Kohlensäure nimmt innerhalb der ersten

24 Stunden bei einer bestimmten Temperaturerhöhung, welche bei unseren Untersuchungen nicht über 25° hinausging, ab. Die Abnahme ist um so bedeutender, je höher die Anfangskonzentration der Kohlensäure war. Bei weiterer Erwärmung unter konstanten Temperaturverhältnissen nimmt ihre Menge wieder zu, und zwar erreicht sie eine um so höhere Konzentration, je höher der vorher erlangte Tiefstand war. Die Differenz zwischen dem Höchst- und Niedrigstpunkt, in mg ausgedrückt, ist eine ziemlich konstante; sie beträgt im Durchschnitt 1,04. Die letzte Abnahme ist um so größer, einen um so höheren Wert die vorhergegangene Konzentration besaß. Diese Betrachtungen beziehen sich nur auf solche Kalklösungen, deren CO_3-Gehalt zwischen 11 und 13,5 mg in 100 ccm beträgt. Daraus erkennt man die Tatsache, daß Anfangs- und Endabgabe der Kohlensäure in umgekehrtem Verhältnis stehen, daß aber die Zunahme an sich für die genannte Kalkkonzentration einen bestimmten Wert hat.

Wir wollen nun sehen, ob sich die Kohlensäure in einer Kalklösung, deren CO_3-Gehalt kleiner als bei den bisher angewandten Lösungen, also kleiner als 11 mg in 100 ccm ist, ebenso wie bei den vorigen Versuchen verhält. (Diagr. 5 rechts.) Zu diesem Zweck müssen wir uns den Verlauf der Kohlensäurekurve bei Versuch 92 (vgl. Tabelle 3, S. 736) ins Gedächtnis zurückrufen. Destilliertes Wasser mit einem Kohlensäuregehalt von 0,5 mg in 100 ccm wurde von oben auf 20 und 26° erwärmt. Er nimmt zu Anfang wegen der wenigen freien Säure nicht ab, was mit dem oben Gesagten bezüglich der ersten Abnahme derselben beim Anwärmen übereinstimmt. Dann steigt aber der Säuregehalt am 4. Tag auf 6,4 mg, eine Zahl, welche bei den Versuchen mit Wasser, dessen Kalkgehalt mehr als 11 mg CO_3 in 100 ccm betrug, nie erreicht wurde. Wenn wir die folgende Tabelle überblicken, so wird uns das Verhalten der Kohlensäure in verdünnteren Kalklösungen klar.

Tabelle 10

CO_2-Tiefstpunkt	CO_2-Höchstpunkt	Differenz	CO_3-Gehalt zu Beginn des Versuchs	
0,5	6,4	5,9	—	(Vers. 92; dest. Wasser)
0,35	2,42	2,07	3,3	(» 75)
0,62	1,63	1,01	7,2	(» 80)
0,78	1,72	0,94	11,1	(» 53ax)

Wir müssen jetzt unsere bisherige Methode, den Kalkgehalt bei unseren Betrachtungen zu vernachlässigen, aufgeben, und statt dessen diesem Faktor unsere Aufmerksamkeit schenken. Aus der Tabelle geht hervor, daß bei fehlendem Kalkgehalt die Kohlensäurezunahme am größten ist und mit steigender Konzentration des Kalkgehaltes abnimmt. Die etwas voneinander abweichenden Tiefstzahlen der Kohlensäure werden die Zahlen etwas ändern, aber das Gesamtbild nicht.

Wir verstehen jetzt, weshalb sich die Zahlen, welche sich auf die Kohlensäurezunahme in verdünnten Lösungen beziehen, nicht in die Tabelle 9 einfügen. Wir kennen aber auch nun den Grund für den

verschiedenen Absorptionsfaktor bei den verschiedenen Lösungen; er ist in der Anfangskalkkonzentration zu suchen. Je größer die anfängliche Verdünnung, um so bedeutender ist die Kohlensäureaufnahme.

Wir sind also bei unseren Untersuchungen so weit, daß wir sagen können: Die erste Abnahme der Kohlensäure ist auf die Erwärmung d. h. Temperaturerhöhung zurückzuführen. Es ist eine Evasion, deren Betrag allein von der Kohlensäureanfangskonzentration abhängt. Die Kohlensäurezunahme scheint für bestimmte Kalkkonzentrationen eine bestimmte zu sein, ist aber umgekehrt proportional der Kalkkonzentration. Durch weitere Versuche wären die Ergebnisse zu präzisieren. Dann gelingt es sicher, eine Formel für das Verhältnis der Kohlensäurezunahme zur Anfangskonzentration der Säure und zu derjenigen der Kalklösung aufzustellen. Hierbei wäre auch noch die Konzentration der Kohlensäure, welche durch die Verdunstung der Lösung bedingt ist, mitzuberücksichtigen.

Wir haben noch der Frage näher zu treten, ob die Lage des Knickpunktes zwischen der Absorptions- und der zweiten Kohlensäureabfallslinie mit der während der Versuche immer wachsenden Konzentration des Kalkes in irgendeinem Verhältnis steht. Diese Frage ist berechtigt, da wir ja eine Abhängigkeit der Kohlensäure-Absorption von der Kalkkonzentration der Lösung kennenlernten. Dies ist, wie ein Blick auf die Kurven 74 und 53ay lehren, nicht der Fall. Die Lage des betreffenden Knickpunktes ist unabhängig von der Konzentration des Kalkes. Es verläuft mithin bei einer bestimmten Anfangskalkkonzentration der ganze Kohlensäurevorgang getrennt von den sich während des Versuches einstellenden Kalkverhältnissen. Doch wird die Absorption der CO_2 bei verschiedenen Kalkanfangskonzentrationen beeinflußt von diesen.

Vergleich der Versuche, bei denen die Lösung von unten oder von oben erwärmt wurde

Wenn wir alle bisher angestellten Versuche, bei denen von unten und oben erwärmt wurde, miteinander vergleichen, so drängt sich uns die Frage auf, ob ein prinzipieller Unterschied zwischen dem Verlauf der Kohlensäurekurven bei beiden Typen besteht. Dies ist bei destilliertem Wasser nicht der Fall, aber auch nicht bei Kalklösungen, wie wir gleich sehen werden. Wir vergleichen zu diesem Zweck die zu dem Versuch 60 (Diagr. 4) gehörige Kohlensäurelinie (Erwärmung von unten) mit derjenigen von 74, 53a usw. (Erwärmung von oben, Diagr. 5.) Die Anfangskonzentration der Säure beträgt bei 60 (Erwärmung von unten) 1,98 mg in 100 ccm, entspricht also ungefähr derjenigen von Versuch 74 (Erwärmung von oben), bei der wir zu Anfang 1,76 mg fanden. Innerhalb der ersten 24 Stunden sinkt der Gehalt bei 60 bis 0,352, bei 74 auf 0,26. Die Differenz ist im ersten Fall = 1,628, im zweiten Fall = 1,50, zwei Zahlen, welche gut miteinander übereinstimmen. Bei 60 nimmt die Kohlensäure vom tiefsten bis zum höchsten Punkt um 0,008—1,32 = 1,312, bei 74 um 0,26—1,41, = 1,15 zu. Auch diese Werte stimmen gut zueinander, wenn wir bedenken, daß die Kohlensäurezunahme bei den Versuchen mit Erwärmung von oben zwischen 0,8 und 1,28 schwankt.

Es wäre natürlich von rein chemischem Gesichtspunkt aus zu untersuchen, ob auch bei der Erwärmung von unten der Anfangskalkgehalt der betreffenden benutzten Lösung auf den Verlauf der Kohlensäurelinie von Einfluß ist, wie wir dies bei den Versuchen mit Erwärmung von oben kennenlernten. Da aber diese Untersuchungen für uns von untergeordnetem Interesse sind, habe ich sie nicht durchgeführt. Schon deshalb nicht, weil sie sehr viel Zeit in Anspruch nehmen, wenn nicht eine größere Reihe von Versuchen zu gleicher Zeit angesetzt werden können. Dies war mir aber nicht möglich.

Die Gegenüberstellung der Versuche, bei denen von unten und von oben erwärmt wurde, zeigt uns, daß die bei der Verbrennung des Gases entstehende Kohlensäure kaum für die Zunahme der Kohlensäure bei der Erwärmung von oben verantwortlich gemacht werden kann, denn bei den Versuchen, welche mit unterer Erwärmung angestellt wurden, treten dieselben Verhältnisse wie bei den von oben erwärmten Lösungen ein.

Ich möchte aber doch noch darauf hinweisen, daß die Absorption bei destilliertem Wasser, welches von oben erwärmt wurde, größer als bei demselben Wasser ist, welches von unten erwärmt wurde. Destilliertes Wasser hat, wie wir sehen, eine größere Absorptionsfähigkeit gegenüber Kohlensäure als kalkhaltiges Wasser. Deshalb gab ich weiter oben für das verschiedene Verhalten des von unten und oben erwärmten Wassers die Erklärung, daß der Raum zwischen Flamme und Wasseroberfläche unter einen etwas höheren Druck kommt, wodurch die Säure in die Flüssigkeit gepreßt wird (Erwärmung von oben).

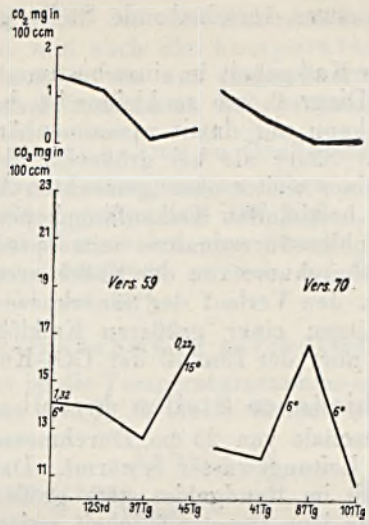
c) Längeres Stehenlassen einer kalkhaltigen Lösung

Wir hatten bisher bei unseren Versuchen Temperaturen von 20 bis 25° verwandt. Bei den folgenden Experimenten benutzte ich solche von 15 und 6°. Diese Unterschiede ändern an dem Verlauf der Kohlensäurekurven nichts, wohl aber an der Schnelligkeit, mit der die einzelnen Etappen sich bewegen.

In einem Becherglas ließ ich Rostocker Leitungswasser bei 15° im geheizten Zimmer 45 Tage und bei 6° in einem Exsikkator in einem kalten Raum ein Vierteljahr stehen. In größeren Abständen wurde untersucht:

Tabelle 11

Temp.	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	Dauer des Stehenlassens		
6°	1,32	13,62			
15°	0,88	13,55	einige Tage	Kalkausscheidung in Suspension	(Versuch 59)
15°	0,088	—	15 Tage		
15°	0,00	11,88	38 »		
15°	0,22	16,38	45 »		
6°	1,012	11,76		Keine Trübung, doch scheint sich eine leichte Suspension zu Boden gesetzt zu haben	(Versuch 70)
6°	0,44	11,46	42 »		
6°	0,0	16,26	86 »		
6°	0,0	10,2	90 »		



Diagr. 7

Ein Vergleich der Kohlensäurekurven auf Diagr. 7 mit denjenigen, die sich auf die Versuche mit Erwärmung auf 18,20—25° beziehen, zeigt das Gemeinschaftliche der Evasion, (welche bei 59 und 70 sehr langsam erfolgt), auf die bei dem Versuch 59 (15°) eine Säurezunahme folgt. Diese unterbleibt aber beim Versuch 70 (6°), was damit zusammenhängen dürfte, daß in dem Exsikkator wenig Luft vorhanden war. Die Abnahme geht jedoch viel langsamer vor sich als bei den oben besprochenen Versuchen, dafür wird aber eine solche bis zum 0-Punkt erreicht, was bei keinem der anderen Untersuchungen eintrat, höchstens bei Versuch 60 (0,008). Hier war von unten erwärmt worden. Zur Ergänzung sei gesagt, daß destilliertes Wasser nach 3 wöchentlichem Stehen immer noch 0,44 mg Kohlensäure aufwies, während in derselben Zeit Rostocker Leitungswasser nur noch 0,22 mg besaß. Das erstere absorbiert eben mehr Gas als das letztere.

Die Kohlensäurekonzentrationen innerhalb einer Kalklösung

a) In einzelnen Schichten

Bereits S. 740 wurde angedeutet, daß sich bei der Erwärmung einer größeren kalkhaltigen Wassersäule von unten eine Schichtung von Kalk und Kohlensäure einstelle, daß sich zu Anfang die beiden spiegelbildlich verhalten; doch verwische sich das Bild wegen der Konvektionsströme sehr bald. Auch bei der Erwärmung von oben schichten sich Kohlensäure und Kalk, wobei sich im Kurvenbild wie zu Anfang des Versuches 53 (S. 742) ein spiegelbildliches Verhältnis zwischen ihnen bei günstig verlaufenden Versuchen (Diagr. 6) einstellt, welches nicht oder nur kaum verwischt wird. Eigentliche Strömungen sind scheinbar nur in untergeordnetem Maße im Spiel, wofür spricht, daß die sich auf die unteren Zonen beziehende Temperaturkurve fast horizontal bleibt, während die obere alle zufälligen Temperaturschwankungen, wie sie

durch die sich stets etwas verschiebende Stellung der Bunsenflamme bedingt ist, mitmacht.

Je größer also der Kalkgehalt in einer bestimmten Schicht an einer bestimmten Stelle des Diagr. 6, um so kleiner ist der Kohlensäuregehalt und umgekehrt. Das kann nur damit zusammenhängen, daß bei kleinerem Kalkgehalt mehr Säure als bei größerem absorbiert wird. Das steht keineswegs mit einer weiter oben gemachten Äußerung im Gegensatz, wonach bei einer bestimmten Kalkanfangskonzentration diese wohl bei dem Betrag der Kohlensäurezunahme mitzusprechen hat, daß aber im übrigen die Kohlensäurekurve von der Kalkkonzentration unabhängig ist. Dies gilt auch für den Verlauf der Säurekurven im großen in den oberen und unteren Lagen einer größeren Kalklösung (vgl. Diagr. 6), im kleinen macht sich aber der Einfluß der CO_3-Konzentration geltend.

b) An verschiedenen Stellen derselben Schicht

In einer Porzellanschale von 25 cm Durchmesser wurde von oben kalkhaltiges Rostocker Leitungswasser erwärmt. Dabei stellte sich heraus, daß der Kalkgehalt im Randgebiet stets größer als in der Mittelpartie war, doch konnte jene Gesetzmäßigkeit zwischen Kalkkonzentration und Kohlensäuremenge, wie sie sich in verschiedenen Schichten einer größeren kalkhaltigen Lösung zeigte, nur teilweise erkannt werden. Wie bei der Erwärmung von unten treten nämlich Strömungen auf, aber nicht wie dort in vertikalem, sondern in horizontalem Sinne. Diese verwischen die theoretisch zu erwartenden Erscheinungen.

B) Das Verhalten der Kohlensäure beim Schütteln von kohlensäurehaltigem Wasser. — Adsorption

Wie oben auseinandergesetzt wurde, nimmt bei der Temperaturerhöhung auf etwa 30° der Kohlensäuregehalt des destillierten und kalkhaltigen Wassers ab, um allerdings bei Beibehaltung der genannten Temperatur wieder zuzunehmen.

Auch durch Schütteln einer Kohlensäurelösung kann deren Gehalt an Kohlensäure leicht abnehmen. Schürmann a. a. O. bezeichnet diesen Faktor als Durchlüftung.

Destilliertes Wasser von einem Kohlensäuregehalt von 0,572 mg in 100 ccm besaß nach einminutigem Schütteln nur noch 0,44 mg. Die Temperatur hatte sich dabei von 11 auf 13,2° erhöht (Versuch 58).

Um nun einwandfreie Resultate zu erhalten, mußte der Temperaturfaktor ausgeschaltet werden. Die Ergebnisse eines solchen, mit kalkhaltigem Wasser angestellten Schüttelversuches zeigt die folgende Tabelle:

Tabelle 12

Zeit des Schüttelns in Minuten	Temp.	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)
0	12°	15,18	3,82
1	12°	14,28	3,16
7	12°	14,22	2,86
10	12°	14,34	2,06
12	12°	14,46	1,62

Innerhalb 12 Minuten ist der Kohlensäuregehalt auf 42,4 % gesunken. Wollen wir nun auch die Temperatur bei diesen Prozessen berücksichtigen, so müssen wir uns vergewissern, um wie viel sich bewegtes Wasser in einer bestimmten Zeit erwärmt.

Temperaturzunahme in fließendem Wasser

Ich ließ Rostocker Leitungswasser über eine 4 m lange schiefe Ebene bei einer Lufttemperatur von 18° fließen. Dies wiederholte ich zwanzigmal, d. h. das Wasser hat eine Strecke von 80 m durchflossen. Innerhalb 80 Minuten erwärmte es sich auf der unter 15° geneigten schiefen Ebene von 14 auf 15°.

Temperaturzunahme in geschütteltem Wasser

Viel bedeutender ist die Temperaturzunahme in geschütteltem Wasser. 1 l Rostocker Wasser wurde in einem Kolben heftig geschüttelt:

Tabelle 13

Temperatur		Nach Schütteln
Luft	Wasser	(in Minuten)
18°	11°	0
18°	12,3°	½
18°	13,2°	1,5
18°	15°	3,5
18°	16,5°	6,5

Bei einem anderen Versuch erwärmten sich 2 l Rostocker Leitungswasser bei einer Zimmertemperatur von 15° innerhalb 6,5 Minuten von 7,8 auf 15°. Bei einem 3. Versuch wurde dasselbe 3 Minuten geschüttelt, wobei es sich bei Zimmertemperatur von 6 auf 14,5° erwärmte. Hierbei ging der Gehalt an freier Kohlensäure von 1,32 mg in 100 ccm auf 0,88 mg herab.

Temperaturzunahme bei tröpfelndem Wasser

Ich ließ kalkhaltiges Wasser mit einem CO_3-Gehalt von 28,8 mg in 100 ccm und einer Kohlensäurekonzentration von 12,98 mg in 100 ccm bei einer Lufttemperatur von 18° 1-, 2-, 3- usw. mal eine Luftstrecke von 5 m passieren. Nach dem 7. Fall, d. h. nach Zurücklegung einer Strecke von 35 m hatte sich das Wasser von 13 auf 16° erwärmt. Hierbei war die Kohlensäure auf 0,88, der Kalk auf 27,12 mg heruntergegangen.

Alle diese Versuche kommen auf dasselbe heraus, nämlich auf das Durcheinandermengen der einzelnen Wasserteile bzw. auf eine Vergrößerung der Oberfläche durch Tropfenbildung. Je größer die dabei erreichten Beträge sind, um so bedeutender ist auch die Kohlensäureabgabe; denn erstens kommen in der Zeiteinheit größere Wassermengen mit der Luft in Berührung, und zweitens erwärmen sie sich auf diese Weise schneller als in ruhigem Zustand.

Daher ist bei fließendem Wasser die Temperaturerhöhung und die Kohlensäureverdunstung geringer als bei geschütteltem oder tropfendem Wasser (bzw. Kalklösung).

Es sei im Zusammenhang dieser Besprechungen darauf hingewiesen, daß die Kohlensäure auch durch Einleiten eines entcarbonisierten Luftstromes aus kohlensäurehaltigem Wasser ausgetrieben werden kann. Da diese längst bekannte Tatsache für uns ohne Bedeutung ist, halten wir uns nicht länger bei ihr auf. Viel wichtiger ist die

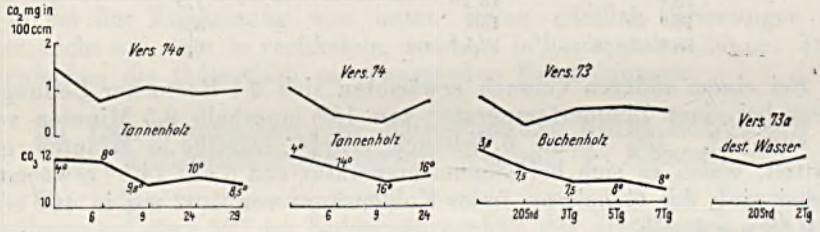
absorbierende und adsorbierende Tätigkeit

einiger Stoffe gegenüber der Kohlensäure. So wirkt z. B. Kalilauge, welche sich in einem Exsikkator unter einer Lösung von Kohlensäure befindet, stark absorbierend. Ähnlich verhalten sich Holzkohle, Silikate, Phosphate und Borate auf das Gas. Dabei nimmt nach den Untersuchungen von Hunter[1]) die Adsorption durch Druck bei konstanter Temperatur zu, nach Kayser[2]) mit der Temperatur ab (vgl. Gmelin-Kraut, Handb. d. anorg. Ch., S. 636).

Uns interessiert hier die Frage, ob die im Wasser vorhandenen Gegenstände imstande sind, Kohlensäure zu adsorbieren.

a) Stehendes Wasser

Nach Spring[3]) ist Sand in der Lage, die in Wasser gelösten Gase zu adsorbieren, wodurch das Absinken der Quarzkörnchen verzögert wird. Je feiner dieselben sind, um so stärker ist die Adsorptionswirkung.



Diagr. 8

Ähnlich wie Quarzpartikel verhalten sich auch andere Gegenstände. Ich brachte Buchenholzstückchen in eine Lösung von Rostocker Leitungswasser und tat dasselbe zur Kontrolle mit destilliertem Wasser. Nach kurzer Zeit stiegen in dem ersteren eine Menge Blasen auf, welche sich an den Holzstückchen festsetzten. Viel langsamer geht dies bei dem destillierten Wasser vor sich. Sobald die Blasen verschwinden, sinken die Holzstücke zu Boden. Dies dauert beim destillierten Wasser entsprechend länger. Die Erklärung für das verschiedene Verhalten ist einfach: Das letztere enthält weniger Kohlensäure als kalkhaltiges Rostocker Wasser, welches nun seinerseits die Kohlensäure rascher abgibt, da es mit dieser Säure übersättigt ist. Es handelt sich aber dabei wohl kaum um eine aktive Adsorptionstätigkeit von seiten des Holzes, sondern dieses nimmt nur die entweichende Kohlensäure auf,

[1]) J. Chem. Soc. Bd. 9. 1871.
[2]) Wied. Ann. Bd. 12. 1881.
[3]) W. Spring, Procès verbanse, Soc. Géol. Belge. Brüssel, Bd. 17. 1903. P. Ehrenberg, Die Bodenkolloide, S. 84. 1922.

wie dies wohl auch für die Quarzteilchen, von denen oben die Rede war, gilt. Dies geht daraus hervor, daß die Kohlensäureabnahmekurven (vgl. Diagr. 8, Kurven 73, 73a, 74, 74a) gegenüber den früher (A 2b bis A 2b") kennengelernten nichts Besonderes zeigen, sich auch in gradueller Beziehung nicht von ihnen unterscheiden.

Wie Holz wirken auch aus Kalklösung ausgeschiedene Kalkteilchen. In einem hohen Glaszylinder ließ ich Rostocker Leitungswasser verdunsten und entnahm zu bestimmten Zeiten eine Probe zur Untersuchung. Hierbei entstand ein Wechsel von kalkhaltigen und kalkfreien Ringen, welche dadurch zustande gekommen waren, daß sich während der langsamen Verdunstung etwas Kalk ausschied, aber während der Probeentnahme nicht. Einen solchen Zylinder füllte ich nach Ablauf des uns hier nicht interessierenden Versuches mit Rostocker Wasser (Kohlensäuregehalt: 1,9 mg in 100 ccm). Bereits nach ganz kurzer Zeit setzten sich Gasblasen an den Kalkringen an, während die kalkfreien Partien nichts adsorbierten.

Mit einer ähnlichen Adsorptionserscheinung hängt nun auch offenbar das Folgende zusammen:

Es zeigt sich, daß der aus einer heißen Kalklösung ausgeschiedene Kalk nicht alkalisch reagiert nach der Abkühlung. Beim erneuten Erhitzen tut er dies aber. Offenbar nimmt er bei der Temperaturabnahme Kohlensäure aus der Luft auf, die er aber bei der Temperaturzunahme wieder verliert. Auffallend ist, daß der beim Stehenlassen einer gewöhnlichen, wenig konzentrierten Kalklösung (Rostocker Leitungswasser) ausgefällte Kalk (die Versuche wurden in Uhrgläschen vorgenommen) nach Zugabe von dest. Wasser am Rande alkalische Reaktion zeigt, hingegen nach der Mitte zu nicht. Auskristallisiertes Natriumcarbonat (1/10 n) reagiert sofort an allen Teilen alkalisch. Ich kann mir die Erscheinung, welche der in einem Uhrgläschen ausgeschiedene Kalk zeigt, nur so erklären, daß zuerst der Kalk des Randgebietes auch Kohlensäure adsorbiert, welche aber die sich nach der Mitte hinziehende und verdunstende Lösung mitnimmt und auf die in der Mitte sich ausscheidenden Kalkpartikelchen überträgt. Dabei mag vielleicht die geringere Größe der letzteren gegenüber den zuerst gebildeten kristallinen Körpern eine Rolle spielen.

Merkwürdigerweise reagiert der beim Einleiten von Kohlensäure in Kalziumhydroxyd entstandene Kalk alkalisch. Hier ist der Kalk amorph im Gegensatz zu dem aus heißer Lösung ausgeschiedenen Kalk. PETTENKOFER[1]) glaubt, daß nur der amorphe Kalk alkalisch reagiert, was jedoch nicht der Fall ist; denn bringt man etwas fein gepulverten Kalkspat in ausgekochtes destilliertes Wasser, so tritt sofort alkalische Reaktion ein. Diese verschwindet aber nach einiger Zeit, weil der Kalk Kohlensäure aus dem Wasser aufnimmt, welche ihrerseits aus der Luft stammt.

b) Bewegtes Wasser

Lassen wir destilliertes Wasser durch ein mit Ziegelsteinstücken

[1]) KRAUT-GMELIN, Handb. f. anorg. Ch., S. 327 u. 331.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

gefülltes, senkrecht stehendes, 1 m langes Rohr tropfen, so verliert es den größten Teil seiner Kohlensäure (die in diesem Fall künstlich zugesetzt war). Da ein Teil auch an die Luft abgegeben wird, so mußte ich, um einigermaßen sichere Zahlen für die durch die Ziegelsteine hervorgerufene Adsorption zu erhalten, das kohlensäurehaltige Wasser durch eine 1 m lange Luftsäule tröpfeln lassen. Im letzteren Fall verliert dieses bei 4° 8,36—1,3 = 7,06 mg Kohlensäure in 100 ccm Wasser, bei Anwendung von Ziegelsteinen hingegen 8,36—0,968 = 7,392 mg. Hiervon gehen 7,06 ab, so daß von den Ziegelsteinen 0,332 mg innerhalb einer halben Stunde adsorbiert werden.

Ähnliche Resultate erhielt ich mit Laub oder Kalktuffstücken als Adsorbens, während dichter Kalkstein oder glatt polierte Granite nicht oder ganz verschwindend adsorbierend wirkten. Diese Erscheinungen werden uns noch später zu beschäftigen haben.

c) Kohlensäureabnahme durch physiologische Tätigkeit

Verschiedene submerse Pflanzen sind in der Lage, die im Wasser befindliche freie Kohlensäure zu assimilieren. Hierauf habe ich später noch eingehend zurückzukommen.

Hier sei nur der folgende Versuch erwähnt: In einem hohen Standzylinder (35 cm hoch) wurde Rostocker Leitungswasser, welches vorher 14 Tage gestanden hatte, längere Zeit sich selbst überlassen. Es war mit einem Bogen Papier lose bedeckt.

Tabelle 14

Temperatur	CO_2-Gehalt	CO_3-Gehalt	Versuchsdauer
8,3°	1,32	12,3	
12,2°	0,924	12,24 (oben)	10 Tage
12,2°	0,924	12,24 (unten)	

Nach Ablauf von 18 Tagen hatte sich ein Algenüberzug gebildet, der aus mikroskopisch kleinen Algen bestand:

Temp. 15,8°	CO_2 0,0	CO_3 9,3	24 Tage

Der dünne Überzug von mikroskopisch kleinen Algen hat einen raschen Abfall des Kalkgehaltes im Wasser zur Folge. Die Kohlensäure geht auf 0,0 herunter, da die Pflanzen dieselbe zur Assimilation benötigen.

Sauerstoff

A) Das Verhalten des Sauerstoffs bei Abwesenheit organischer Stoffe

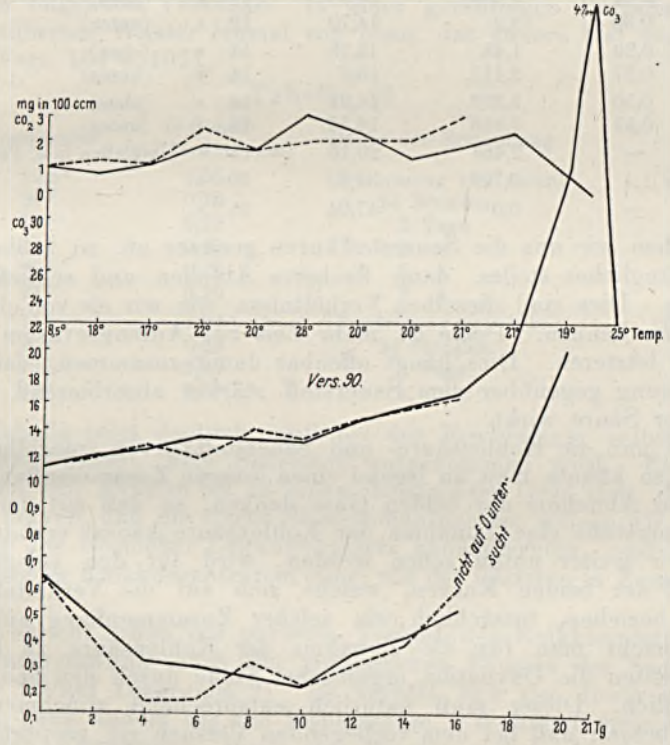
Ich schiebe an dieser Stelle die Besprechung des Sauerstoffs ein, da sein Verhältnis zur Kohlensäure von gewisser Bedeutung ist. Bestimmt wurde das Gas nach der Methode von L. F. Winkler[1]), welche sehr genaue Resultate liefert.

[1]) F. P. Treadwell, Lehrbuch d. analyt. Ch. II. Bd. 1907.

Der Sauerstoff ist in Wasser weit weniger als Kohlensäure absorbierbar. 1 l Wasser absorbiert bei 760 mm Druck aus der Luft in ccm:

bei	0°	10,01 ccm	= 0,0071	g
»	6°	8,28 »	= 0,0058	»
»	9,18°	7,90 »	= 0,00505	»
»	13,70°	7,14 »	= 0,00501	»
»	16,83°	6,84 »	= 0,0047	»
»	23,64°	5,99 »	= 0,00419	»
»	24,24°	5,92 »	= 0,00414	»

Um die Frage zu prüfen, wie sich der Sauerstoff bei Erwärmen einer kalkhaltigen Lösung und längerer Beibehaltung der einmal erreichten Temperatur verhält, wurde Rostocker Leitungswasser in einem hohen Standzylinder von oben mehrere Tage erwärmt und auf seinen



Diagr. 9

Gehalt an Sauerstoff, daneben auch auf Kohlensäure und Kalk alle zwei Tage untersucht. Diagr. 9 und Tabelle 15 sollen die sich dabei ergebenden Verhältnisse wiedergeben. Auf dem Diagr. beziehen sich die gestrichelten Linien auf die unteren Wasserpartien, die ausgezogenen Kurven auf die oberen.

Tabelle 15

Temp.	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_2-Gehalt	Kalkgehalt CO_3	Zeit d. Erwärmung		
8,5	0,64	1,056	10,98			(Versuch 90)
18	0,47	0,792	12,0	2 Tage	(oben)	
9	0,39	1,32	12,0	2 »	(unten)	
17	0,31	1,10	12,54	4 »	(oben)	
10	0,155	1,10	12,84	4 »	(unten)	
22	0,29	1,892	13,50	6 »	(oben)	
10	0,17	2,596	11,76	6 »	(unten)	
20	0,25	1,716	13,32	8 »	(oben)	
10,5	0,31	1,804	13,92	8 »	(unten)	
28	0,21	3,08	13,14	10 »	(oben)	
11,4	0,22	1,98	13,50	10 »	(unten)	
20	0,34	2,508	14,70	12 »	(oben)	
10	0,30	2,2	14,70	12 »	(unten)	
21	0,39	1,48	15,78	14 »	(oben)	
11	0,37	2,112	15,6	14 »	(unten)	
22	0,50	2,992	16,92	16 »	(oben)	
11	0,59	1,848	16,56	16 »	(unten)	
17-18,5	—	2,464	20,16	18 »	Umgießen in e. Porzellanschale	
19	1,1	0,792	32,82	20 »		
20	—	0,0	47,04	21 »		

Sehen wir uns die Sauerstoffkurve genauer an, so beobachten wir ein anfängliches steiles, dann flacheres Abfallen und schließlich einen Anstieg. Dies sind dieselben Verhältnisse, wie wir sie von der Kohlensäure her kennen. Doch ist mehr Zeit zur Anfangsevasion nötig, als bei der letzteren. Dies hängt offenbar damit zusammen, daß die Carbonatlösung gegenüber dem Sauerstoff stärker absorbierend als gegenüber der Säure wirkt.

Da nun die Kohlensäure- und Sauerstoffkurven spiegelbildlich verlaufen, so könnte man an irgend einen inneren Zusammenhang zwischen Zu- und Abnahme der beiden Gase denken, so daß mit der Abnahme des Sauerstoffs eine Zunahme der Kohlensäure kausal verbunden wäre. Wie wir weiter unten sehen werden, wird für den spiegelbildlichen Verlauf der beiden Kurven, welche sich auf die Verhältnisse in der Natur beziehen, tatsächlich ein solcher Zusammenhang angenommen. Dort macht man für die Zunahme der Kohlensäure zu bestimmten Jahreszeiten die Oxydation organischer Stoffe durch den Sauerstoff verantwortlich. Dieser muß natürlich entsprechend abnehmen. Es sei gleich betont, daß bei dem vorliegenden Versuch ein proportionales Ab- und Zunehmen der Kohlensäure und des Sauerstoffs nicht besteht.

Ohne weiteres sind nun solche Oxydationen organischer Stoffe bei unserem Versuch mit Rostocker Leitungswasser nicht von der Hand zu weisen. Läßt man solches einige Zeit — manchmal genügt ein Tag — stehen, so trübt es sich. Zuerst dachte ich an Kalkpartikelchen, überzeugte mich aber davon, daß sich die Suspension aus kleinen Quarz- und Pflanzenteilchen und Diatomeenschälchen zusammensetzt. Bei Zugabe von Salzsäure löst sich die Suspension nicht auf, sondern ballt sich nach einiger Zeit zusammen (Einfluß des Elektrolyten).

Wären nun solche Oxydationsvorgänge, hervorgerufen durch Mikroorganismen, im Spiel, so müßten wir bei Anwendung reinen Wassers einen Anstieg der Kohlensäurekurve vermissen, denn da sind ja keine organischen Bestandteile vorhanden. Doch lehren die Versuche 91 und 92 (S. 735 u. 736), bei denen destilliertes Wasser von unten und oben erwärmt wurde, das Gegenteil. Der Kurvenanstieg ist hier ein viel steilerer als bei dem Rostocker Leitungswasser. Es kann mithin eine Oxydation organischer Stoffe nicht in Frage kommen.

Wir haben die Sauerstoffzunahme bei der Erwärmung Rostocker Leitungswassers auf eine ganz andere Ursache zurückzuführen. Daß sie nicht etwa wie bei der Kohlensäure, welche ja auch bei der Erwärmung desselben Wassers von oben oder unten zunahm, auf der absorbierenden Tätigkeit des Wassers selbst beruht, davon überzeugt der Verlauf der folgenden Versuche. In einer geräumigen Porzellanschale wurde destilliertes Wasser einmal von oben, das andere Mal von unten erwärmt (Vers. 101 u. 102).

Tabelle 16

Temperatur	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	Dauer der Erwärmung	
10,5°	1,05	(Erwärmung von unten)	(Vers. 102)
29°	0,70	24 Stunden	
29°	0,72	2 Tage	
24°	0,85	3 »	
26°	0,73	5 »	
27°	0,70	7 »	
11°	1,04	(Erwärmung von oben)	(Vers. 101)
20°	0,88	24 Stunden	
19,5°	0,85	2 Tage	
22°	0,85	4 »	

Die Tabelle zeigt deutlich, daß bei der Erwärmung, selbst wenn diese tagelang dauert, kein Sauerstoff aufgenommen wird. Es findet im Gegenteil eine Evasion bis zu einem bestimmten Grad statt. Hieraus geht aber hervor, daß die starke Sauerstoffaufnahme, welche wir bei der Erwärmung des Rostocker Leitungswassers kennenlernten, und welche mit zunehmender Kalkkonzentration stieg, mit der letzteren in Zusammenhang steht.

Dafür spricht schon der parallele Verlauf der Kalkkonzentrations- und der Sauerstofflinie nach der anfänglichen Evasion des Sauerstoffs (vgl. Kurve 90 auf Diagramm 9). Es verhält sich also dieser in einer Kalklösung ganz anders als die Kohlensäure. Während diese bei der gleichmäßigen Erwärmung durch das Wasser selbst absorbiert wird, wofür die Versuche mit von unten und oben erwärmtem destilliertem Wasser sprechen, beruht die Zunahme des Sauerstoffs bei der Erwärmung von Rostocker Leitungswasser auf der Absorption durch das im Wasser gelöste Salz. Hierbei stehen Konzentration und Sauerstoffabsorption in einem bestimmten direkten Verhältnis. Bei den Versuchen mit Leitungswasser (Erwärmung von oben in einem hohen Standzylinder) sahen wir, daß sich Konzentration des Kalkes und der Kohlensäure in der oberen und unteren Wasserschicht umgekehrt verhielten.

B) Das Verhalten des Sauerstoffs bei Anwesenheit organischer Stoffe

In stagnierenden Gewässern mit schlammigem Untergrund ist der Kohlensäuregehalt zu bestimmten Jahreszeiten ein recht hoher, was mit der Oxydation der Kohlenstoffverbindungen durch den im Wasser vorhandenen Sauerstoff in Verbindung gebracht wird. Eine bedeutende Rolle soll dabei das Plankton spielen. Um nun die Hypothese von der Oxydation der organischen Massen durch den im Wasser gelösten Sauerstoff und die damit in Zusammenhang stehende Anreicherung der Kohlensäure in den Bodenschichten gewisser Seen zur Stagnationszeit auf eine feste Basis zu stellen, habe ich verschiedene Versuche angestellt.

Bei den Versuchen kam es mir auch darauf an, den quantitativen Einfluß der Mikroorganismen bei der Kohlensäurebildung und dem entsprechenden Sauerstoffschwund festzustellen. Dazu war es nötig, die Mikroorganismen in einem Falle ganz, im zweiten Falle teilweise und im dritten Falle überhaupt nicht auszuschalten.

Die benutzte Apparatur war die folgende: Eine dickwandige, etwa 4 l fassende Flasche wurde durch einen doppelt durchbohrten Gummistopfen verschlossen. Durch die eine Öffnung wurde ein zweifach gebogenes Glasrohr mit Quecksilber, durch die andere eine fast bis auf den Boden des Gefäßes reichende Röhre gesteckt. Dann wurde derselbe mit Warnowschlamm bedeckt und Wasser darüber geschüttet. Am Manometer konnten die Druckschwankungen abgelesen werden, mit Hilfe des langen Glasrohres wurden die Wasserproben entnommen.

Bei dem ersten Versuch hatte ich den Warnowschlamm bei 100° getrocknet und dann am Saugfilter mit destilliertem Wasser lange Zeit ausgewaschen. Der Schlamm war also vorher nicht entkalkt worden. Daß die Mikroorganismen innerhalb der ersten 25 Tage nicht mehr tätig waren, beweist die folgende Tabelle:

Tabelle 17

Temp.	CO_2-Gehalt	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	O-Gehalt	Dauer d. Versuchs
14°	1,1	—	1,0	
13°	0,88	?	0,84	2 Tage
15,8°	0,88	2,1	0,67	12 »
18,5°	1,1	2,22	0,69	25 »
17,0°	1,672	1,62	0,627	38 »

Während der ersten 25 Tage bleibt der Kohlensäuregehalt ungefähr derselbe, es können mithin irgendwelche Umsetzungen innerhalb des Schlammes nicht stattgefunden haben. Bei der Sauerstoffabnahme ist zu bedenken, daß das Wasser von vornherein etwas mit Sauerstoff übersättigt war, daß sich fernerhin die Temperatur während des Versuches erhöht hat. Derselbe zeigt uns, daß autolytische Prozesse bei der Schlammverwesung, wenigstens bei vorliegendem Versuch, nicht in Frage kommen. Die am 38. Tage konstatierte CO_2-Zunahme, die übrigens sehr gering ist, hängt vielleicht damit zusammen, daß Mikroorganismen in das Wasser bei der Probeentnahme geraten sind.

Bei dem zweiten Versuch wurde nur ein Teil der Mikroorganismen getötet, und zwar dadurch, daß der nicht getrocknete Schlamm mit sehr verdünnter Salzsäure einige Zeit unter Erwärmung behandelt wurde. Daß wirklich noch mikroorganisches Leben vorhanden sein mußte, beweist die während des Versuches eingetretene Zunahme der Kohlensäure:

Tabelle 18

Temp.	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	Dauer d. Versuchs
14°	1,1	1,01	
13°	1,452	0,94	2 Tage
15,8°	1,892	0,71	12 »
18,5°	2,068	0,607	25 »
—	—	0,650	38 »

Vergleichen wir dieses Resultat mit demjenigen des vorhergehenden Versuches, so fällt uns die Zunahme der Kohlensäure auf, die nach 25 Tagen auf etwa das Doppelte gestiegen ist. Doch stimmt die Sauerstoffabnahme ungefähr mit derjenigen des ersten Versuches überein, wenn auch nach 25 Tagen im vorliegenden Fall etwas weniger Sauerstoff vorhanden ist als dort. Hieraus geht aber hervor, daß die Oxydation der Kohlenstoffverbindungen nicht (wenigstens nicht zum allergrößten Teil) auf Kosten des im Wasser gelösten Sauerstoffs vor sich gegangen ist. Vielmehr müssen wir dieselbe auf die Wirkung anaerober Bakterien zurückführen, welche den Sauerstoff aus den organischen Stoffen nehmen. Ob hierbei *Bacillus cellulosae methanicus* Omelanski und *Bac. cellulosae hydrogenicus* Omelianski in Frage kommen, welche ja die hauptsächlichsten Vertreter der Zellulosevergährung sind, weiß ich nicht.

Bei dem dritten Versuch benutzte ich den natürlichen Warnowschlamm ohne irgendwelche Vorbehandlung mit Säure. Schnecken und andere sichtbare Organismen entfernte ich. Es sind aber doch, wie ich während des Versuches sehen konnte, einige Milben und *Choretra*larven zurückgeblieben. Daß diese natürlich den Ausfall der Resultate beeinträchtigen mußten, ist klar. Hiervon soll ein recht grober Versuch mit Schnecken Zeugnis ablegen. Zu $^1/_2$ l Rostocker Leitungswasser brachte ich zwei Exemplare von *Vivipara fasciata* Müll., außerdem 3 jüngere Tiere dieser Art und eine erwachsene *Planorbis cornu* L. Das Wasser stand bis zu dem Korken, welcher das Gefäß fest verschloß.

Tabelle 19

Temp.	CO_2-Gehalt	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_2-Gehalt	Dauer d. Versuchs
7°	1,716	0,30	11,76	
11,8°	2,728	0,039	12,78	21 Stunden

Innerhalb 21 Stunden haben die Schnecken durch Assimilation eine bedeutende Menge Kohlensäure auf Kosten des Sauerstoffs produziert. Nebenbei sei bemerkt, daß dieses Resultat auch vom biologischen Standpunkt aus interessant ist, als die benutzten Schnecken Lungenatmer sind und trotzdem den im Wasser gelösten Sauerstoff zur Assimilation benötigen können.

Kehren wir nach dieser Abschweifung zu unserem Versuch mit dem Warnowschlamm zurück. Das Resultat desselben zeigt die folgende Tabelle:

Tabelle 20

Temp.	CO_2-Gehalt	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_3-Gehalt	Dauer d. Versuchs
12°	2,112	0,29	13,92	
12,8°	2,772	0,15	12,54	3 Tage
12,5°	3,608	0,21	12,18	12 »
15,8°	3,828	0,14	12,48	26 »
18,5°	3,124	0,23	12,54	38 »
17°	3,3	0,235	12,12	51 »
17°	3,52	?	12,0	55 »

Vergleichen wir diese Zahlen mit denen des zweiten Versuches (S. 757) so sehen wir, daß der Anfangskohlensäuregehalt bei dem letzten Versuch ein höherer, der Sauerstoffgehalt hingegen ein niedrigerer als dort ist. Es hängt dies damit zusammen, daß das zum letzten Versuch benutzte Warnowwasser bereits vor dem Versuch unter dem Einfluß des verwesenden Schlammes gestanden hatte. Versuchen wir nun die Kohlensäurezunahme mit der Sauerstoffabnahme in Beziehung zu setzen. Bei der Untersuchung am 26. Tag zeigt sich, daß die Kohlensäure um 1,716 mg pro 100 ccm zugenommen hat. Dem müßte eine Sauerstoffabnahme von 1,24 mg entsprechen. Dies ist aber nicht der Fall. Sie beträgt nur 0,15 mg. Daran kann nicht der Umstand schuld sein, daß sich über dem Wasser (zwischen Oberfläche und Flaschenverschluß) Luft befindet, welche den Sauerstoffschwund kompensiert. Gewiß wird der geringe Luftraum nicht ganz ohne Einfluß sein, doch sind die Differenzen zwischen der erwarteten und eingetretenen Sauerstoffabnahme zu groß, um sie durch den genannten Umstand genügend erklären zu können. Wenn wirklich eine Kompensation in Betracht käme, so müßten sich die während des Versuches eintretenden Sauerstoffmengen gleich bleiben. Diese schwanken aber sehr, wenn auch nach 12 und 38 Tagen die gleiche Konzentration festzustellen ist wie zu Anfang. Wir müssen auch bei dem letzten Versuch annehmen, daß vor allem anaerobe Bakterien die Kohlensäurezunahme bedingen.

Merkwürdig sind nun die Schwankungen des Sauerstoffs. Er nimmt einmal ab und dann wieder zu. Es müssen wohl irgendwelche Mikroorganismen im Spiele sein, welche Sauerstoff produzieren.

Neben der Kohlensäure müssen nun noch andere Gase gebildet werden. Durch die Untersuchungen van Trieghem's[1]), Tappeiner's[2]), Hoppe-Seyler's[3]) und vor allem Omelianski's[4]) wissen wir, daß bei der durch Mikroorganismen bedingten Zellulosegärung außer Kohlensäure und Fettsäuren auch Methan (*Bact. cellulosae methanicus* Omel.) und Wasserstoff (*Bact. cellulosae hydrogenicus* Omel.) entstehen. Kohlen-

[1]) Compt. rend. Bd. 88. 1879.
[2]) Ber. d. d. chem. Ges. 1882, 1883.
[3]) Zeitschr. f. phys. Ch. 1889.
[4]) W. Omelianski, D. Zellulosegärung, Lafar's Handb. d. techn. Mykologie. Bd. 3. 1905.

säure und Methan bilden sich nach TAPPEINER ebenfalls aus Eiweißstoffen; diese selbst geben Veranlassung zur Bildung von Schwefelwasserstoff.

Daß auch bei unseren Versuchen solche Gase auftreten müssen, beweist das Verhalten des Manometers. Dieses wurde nach der 3. Untersuchung während des letzten Versuches alle 24 Stunden beobachtet. Dabei stellte sich heraus, daß es innerhalb der ersten 24 Stunden stieg, dann während 3 Tagen wieder fiel, um während der letzten 2 Tage von neuem zu steigen.

Diese Tatsache hängt sicher mit der Tätigkeit der verschiedenen und in verschiedener Richtung wirkenden Bakterien zusammen. Nehmen wir an, es entstünde bei der Zellulosegärung Methan. Da dieses nur in geringem Maße vom Wasser absorbiert wird, so muß natürlich der Gasdruck steigen. Zu gleicher Zeit bildet sich aus den Eiweißstoffen Schwefelwasserstoff, welcher nach WINOGRADSKY in Schwefel und Wasser umgesetzt wird. Der erstere kann in Schwefelsäure umgewandelt werden, welche sich mit dem Kalk zu Gips verbindet. Hierbei muß Kohlensäure frei werden. Da Schwefelwasserstoff sehr leicht vom Wasser absorbiert wird, ebenso die Kohlensäure, so werden diese den Gasdruck nicht erhöhen. Nun wirkt das Methan wieder auf den Gips unter Bildung von Kalk und Schwefelwasserstoff, weshalb nach dem Gesagten nun der Gasdruck wieder abnehmen muß. Dieses Wechselspiel muß auf den Manometerstand einen gewissen Einfluß ausüben.

Ganz anders fallen die Resultate aus, wenn wir den Schlamm in ständiger Berührung mit der Luft lassen. In einen hohen Standzylinder von 35 cm Höhe brachte ich entkalkten und mit destilliertem Wasser gründlichst ausgewaschenen Warnowschlamm, auf den Wasser bis 30 cm Höhe gegossen wurde (Rostocker Leitungswasser). Da mir nebenbei von Interesse war, ob sich eine Schichtung der Gase einstellen würde, so untersuchte ich jedesmal die unteren und oberen Wasserpartien:

Tabelle 21

Temp.	CO_2-Gehalt	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_3-Gehalt	Dauer des Versuchs
10°	1,012	0,34	12,24	D. Apparat war mittags den Sonnenstrahlen ausgesetzt
12,5°	1,628	0,28	10,86	
12,3°	1,36	0,20	10,5 (unten)	8 Tage
12°	1,452	0,42	10,2 (oben)	17 »
12°	0,528	0,46	10,5 (unten)	
15,8°	0,88	0,34	10.8 (oben)	31 »
15,8°	0,41	0,31	10,7 (unten)	
19°	0,66	0,39	10,5 (oben)	44 »
19°	0,748	0,29	10,56 (unten)	

Es ist zu betonen, daß der Apparat nachmittags den Sonnenstrahlen ausgesetzt war, daß sich aber die in der Tabelle angegebenen Sauerstoffzahlen auf Untersuchungen beziehen, welche morgens ausgeführt wurden. Infolgedessen stimmen sie nicht ganz genau zu den entsprechenden Temperaturen. Sie weichen aber wenig von den Daten ab, welche Untersuchungen an Rostocker Wasser ohne Schlammzusatz

ergaben. Apparat und Sonnenbestrahlung waren dieselben wie bei dem vorliegenden Versuch. Wir können infolgedessen sagen, daß irgendwelche Beziehungen zwischen Sauerstoff und Schlammumsetzung hier nicht festzustellen sind.

Dasselbe gilt auch von der Kohlensäure, welche eine ganz normale Evasion zeigt, während bei den Versuchen mit dem in Flaschen eingeschlossenen Schlamm und Wasser eine Säurezunahme eintrat.

Wenn wir die angestellten Versuche mit den Verhältnissen in der Natur vergleichen, so stellen sich verschiedene Unterschiede ein. Hierbei sehen wir von dem letzten Versuch ab, bei welchem gar keine Ähnlichkeit mit etwas tieferen Seen vorhanden ist, weil bei diesen nur die obersten Schichten von der Sonne stark bestrahlt werden, während bei dem letzten Versuch das ganze Versuchsglas den Strahlen ausgesetzt war. Der Hauptunterschied zwischen den anderen Versuchen und den Verhältnissen in Seen besteht darin, daß in den Bodenwasserschichten der letzteren der Sauerstoff vollständig verschwinden kann, während dies bei den Versuchen nicht der Fall war. Es kommen Seen in Betracht, welche am Grunde eine starke Schwefelwasserstoffentwicklung zeigen. Eine solche ließ sich bei den Versuchen nicht nachweisen (wenigstens nicht durch Geruch oder ein Bleisalz). Offenbar wird der in den betreffenden Seen auftretende Schwefelwasserstoff durch die am Grunde vorhandenen Sauerstoffquanten zu Schwefel oxydiert, wie dies durch Winogradsky[1]) erwiesen wurde.

Das Verhalten der Kohlensäure und des Sauerstoffs in natürlichen Gewässern

In diesem Kapitel soll untersucht werden, inwieweit die bei den Laboratoriumsversuchen gewonnenen Resultate für die Verhältnisse in natürlichen vadosen Gewässern gelten. Da sich in diesen verschiedene Prozesse abspielen, welche bei den Laboratoriumsversuchen einzeln auftreten, so werden in der Natur Komplikationen vorhanden sein, welche das einheitliche Bild stören, ja es werden hierdurch Vorgänge, welche wir bei den Versuchen kennenlernten, vollständig verschleiert. Denken wir nur daran, daß durch Verwesung organischer Massen auf Kosten des Sauerstoffs Kohlensäure produziert wird, welch letztere von den Wasserpflanzen wieder in Sauerstoff umgewandelt wird. Je nach dem Überwiegen des einen oder anderen Prozesses wird mehr Sauerstoff oder mehr Kohlensäure vorhanden sein, als zu erwarten ist.

A) Stehendes Gewässer

Meine Untersuchungen an stehenden Gewässern wurden an verschiedenen Stellen ausgeführt. Zwei Untersuchungsorte befinden sich direkt bei Rostock, der erste liegt an einem für die Wasserversorgung der Stadt eingerichteten Kanal, welcher westlich der Zuckerfabrik von der Warnow abzweigt. Die Bahn nach Stralsund berührt ihn an einer Stelle.

[1]) Beitr. z. Morphologie u. Physiologie d. Bakterien. 1888.

Der Kanal führt fast stagnierendes Wasser, welches im Frühjahr und im Sommer von *Nymphaea alba* bedeckt ist, und das einen Wald von submersen Pflanzen enthält wie *Elodea canadensis*, *Potamogeton crispus* und *lucens*, *Ranunculus*formen, ein Gespinst von Grünalgen. Dazwischen gedeihen *Hydrocharis morsus ranae*, *Sparganium ramosum*, *Sagittaria sagittifolia* und *Alisma plantago*. Stellenweise tritt *Lemna minor* und noch häufiger *Lemna trisulca* auf. Am Rande wuchern Binsen, *Phragmites communis* und *Equisetum palustre*. Unter der Fauna fallen vor allem ein Heer von Paludinen, Limnäen und Planorben, außerdem zahlreiche Anodonten, Sphaerien und Pisidien auf.

Der Boden besteht aus torfigen Resten (der Kanal liegt in torfigem Material) und jüngerem Schlamm, welcher teilweise eine recht bedeutende Mächtigkeit erreicht.

Die folgende Tabelle soll das Resultat der Untersuchungen des Wassers zeigen, wobei auch der Kalk berücksichtigt werden soll, obgleich er erst später besprochen wird.

Tabelle 22 (Kanal)

Temp.	Datum	Wetter	Vegetation	CO_2- (mg in 100 ccm)	O-	CO_3-Gehalt	
6,2°	5. IV. 24	Bedeckt, windstill	kaum tätig	1,1	0,32	12,72	
7,5°	8. IV. 24	Sonnig, Wasser leicht bewegt	do.	1,232	0,35	12,9	
7,5°	8. IV. 24	do.	do.	1,1	0,38	13,02	100 m von ob. Stelle entfernt
9,8°	23. IV. 24	Bedeckt, starker Wind	do.	1,232	0,37	12,66	2 mal. Schneefall gewesen. 2 Tage vorher Orkan. W. trüb
17°	27 IV. 24	Sonnig, windstill	vorgeschritten, keine Blüte	1,54	0,26	12,66	Wasser klar
15°	7. VI. 24	Sonnig, mittelstark. S-Wind	Algen sehr zugenommen, keine Blüte	1,32	0,364	11,4	Inkrustationen an einzelnen Pflanz. kräftig
18,5°	30. VI. 24 a)	Bedeckt, wechselnd starker SW-Wind	*Nymphaea alba* blüht	0,88	0,38	10,68	
[19°	30. VI. 24 b)			0,748	0,36	11,4	aus Wasser mit *Potamogeton* u. Algen]
19°	24. VII. 24 a)	Bedeckt, ganz schwach. Wind		0,66	0,489	9,9	Pflanzen- und Algenrasen
18,5°	24. VII. 24 b)			1,10	0,270	11,1	Pflanzenfreie Stelle

Weitere Untersuchungen mußten eingestellt werden, da der Kanal gereinigt wurde. Immerhin läßt sich erkennen, daß auf die Gesamtkohlensäure- und Sauerstoffmenge die doch recht kräftig wuchernden Pflanzen kaum von Einfluß sind. Doch ist ein solcher innerhalb der Pflanzenrasen an bestimmten Tagen (besonders am 24. VII. 24) deutlich wahrnehmbar, namentlich, wenn man die Resultate mit denen von der pflanzenfreien Stelle vergleicht.

Daß das Gesamtbild der Kohlensäure- und Sauerstoffverhältnisse kaum geändert wird, hängt mit der, wenn auch langsamen, Bewegung des Wassers zusammen.

Weitere Untersuchungen wurden an einem verlassenen Torfstich in unmittelbarer Nähe der Warnow westlich der Zuckerfabrik angestellt. Das Wasser hat eine Tiefe von 1,20 m. Die Vegetation besteht aus einem Potamogetonwald in der Mitte und einigen Equiseten am Rand. Dazu kommen *Lemna trisulca* und wenige Algen. Von Schnecken ist wenig zu sehen. Ein Abfluß nach der Warnow besteht nicht, jedoch ein ganz geringer Zufluß aus den Wiesen, welcher sich durch eine bedeutende Ausscheidung von kolloidalem Eisen auszeichnet.

Es wurden die unteren (1,20 m tief) und die oberen Wasserpartien untersucht:

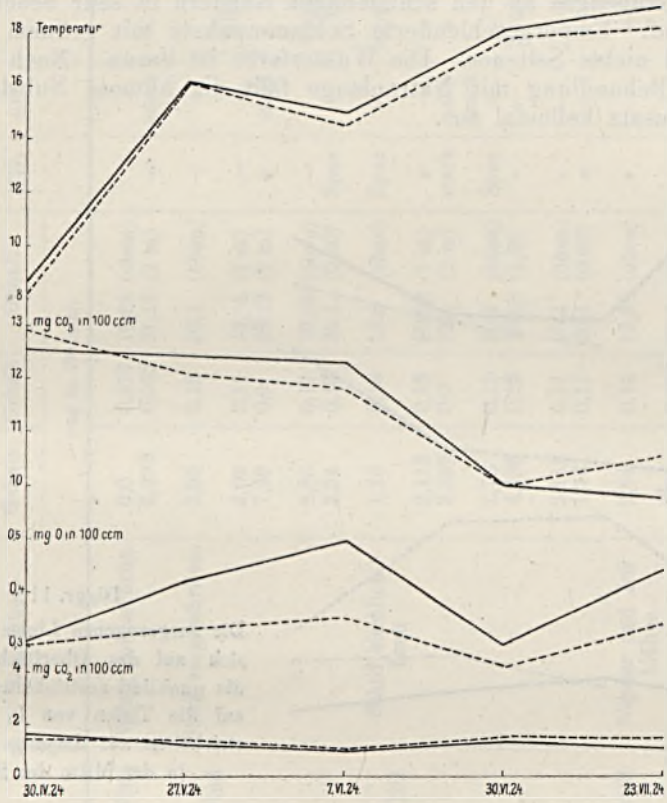
Tabelle 23 (Torfstich), vgl. auch Diagr. 10

Temp.	Datum	Wetter	Vegetation	CO_2- (mg in 100 ccm)	O-	CO_3-Gehalt		
8,8°	30. IV. 24	Kalter, mittelstarker NO, bedeckt	Untätig	1,628	0,31	12,6	(oben)	
8,5°				1,54	0,28	12,9	(unten)	
16,3°	27. V. 24	Sonnig	Wenig tätig	1,23	0,42	?	(oben)	
16,3°				1,23	0,33	12,06	(unt.)	NH_3 deutl.
15°	7. VI. 24	Sonnig, mäßiger SO	Einige Algen, zusammengewehte *Lemna*, *Potamogeton*	0,88	0,494	12,3	(oben)	NH_3:O. SO_4:O
14,5°				0,83	0,346	11,76	(unt.)	W. etw. trüb. NH_3:O. SO_4:O
18°	30. VI. 24	Bedeckt, ziemlich stark. SW	Vegetat. sehr zugenommen	1,32	0,303	10,02	(oben)	
17,8°				1,452	0,260	10,02	(unten)	
18,8°	23. VII. 22	Bedeckt, kühl		0,88	0,439	9,78	(oben)	
18,05°				1,232	0,337	10,44	(unten)	

Bei dieser Untersuchung ist interessant, daß der Sauerstoffgehalt in den unteren Lagen stets niedriger als in den oberen ist. Doch entspricht diesem Verhalten dasjenige der Kohlensäure nicht, welche in den oberen Partien in geringeren Mengen als in den unteren vorhanden sein müßte. Erst vom 30. Juni an tritt dieser Fall ein. Der Sauerstoff verhält sich in den einzelnen Lagen ähnlich wie bei dem Versuch S. 759, bei dem entkalkter Warnowschlamm mit Rostocker Leitungswasser in einem hohen Zylinderglas längere Zeit offen im Zimmer stand. Die Kohlensäure läßt hingegen bei dem Versuch irgendwelche Beziehungen zum Sauerstoff nicht erkennen. Das Experiment entspricht den Verhältnissen im Wasser des Torfstiches bis zum 7. VI. 24. Von da an müssen diese deshalb schon andere als beim Versuch werden, weil Pflanzen, besonders Algen, in Tätigkeit treten.

Weitere Untersuchungen stellte ich an einem kleinen See bei Sildemow südlich Rostock an. Er liegt ostsüdöstlich des Gutes Sildemow und ist in die westlich der Warnowniederung aufsteigende Geländе-

erhebung, welche 40 bis 50 m hoch wird, eingesenkt. Der betreffende kleine See ist zwischen Höhen von 20 bis 25 m gelegen und hat eine NS-Länge von etwa 150 und eine Breite von etwa 60 m. Er wird als Fischteich benutzt. Seine Tiefe beträgt in den mittleren Teilen durchschnittlich 2 m, an den Ufern 0,60 bis 0,80 m.



Diagr. 10

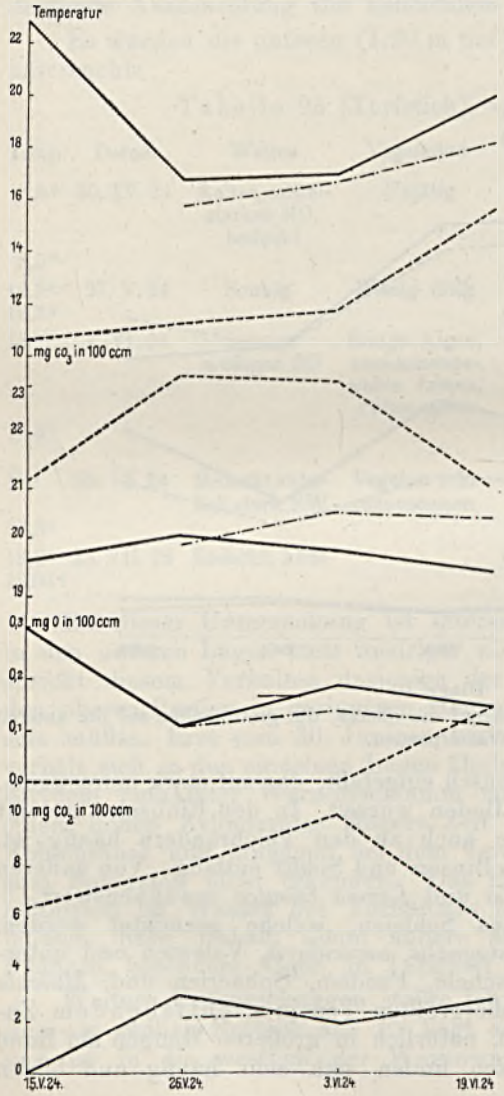
Die ausgezogenen Linien beziehen sich auf die oberen, die gestrichelten auf die unteren Wasserpartien.

Der See wird von Erlengebüsch eingefaßt, das auf stark morastigem, stellenweise nicht begehbarem Boden wurzelt. In den Rinnsalen gedeiht *Iris pseudacorus* üppig, welche auch an den Teichrändern häufig ist. Dort zieht sich ein Gürtel von Binsen und Schilf entlang. Von anderen Pflanzen ist nur *Nymphaea alba* und *Lemna trisulca* erwähnenswert.

Die Fauna setzt sich aus Schleien, welche gezüchtet werden, *Bythinia tentaculata*, *Limnaea stagnalis*, *auricularis*, Valvaten und untergeordnet Paludinen, Teichmuscheln, Pisidien, Sphaerien und *Muscula* zusammen, welche aber zum allergrößten Teil in nichtlebendem Zustand im Schlamm vorkommen, natürlich in größeren Mengen am Rand als in der Mitte. Die Molusken finden sich sehr häufig und bilden

das Hauptkontingent der Dredgezüge. Wasserinsekten und Larven wie *Chironomus* und *Choretra* kommen in großen Mengen vor.

Zu- und Abfluß des Teiches sind sehr spärlich, das Wasser ist trüb und in den unteren Partien faulig. Die Methan- und Schwefelwasserstoffentwicklung ist in den unteren Lagen sehr lebhaft, vor allem tritt das Grubengas an den schlammigen Rändern in sehr bedeutenden Mengen auf. Emporgeschleuderte Schlammpakete mit grünem Algenbezug sind nichts Seltenes. Die Wasserfarbe ist braun. Nach vorhergehender Behandlung mit Natronlauge fällt die humose Substanz bei Salzsäurezusatz kolloidal aus.



Diagr. 11

Die ausgezogenen Linien beziehen sich auf das Oberflächenwasser, die punktiert-gestrichelten Kurven auf die Tiefen von 1, die gestrichelten auf diejenige von 2 m in der Mitte des Sees.

Tabelle 24 (vgl. auch Diagr. 11)

Temperatur Grad	Datum	Wetter	Vegetation	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	NH_3	SH_2	SO_4
23	15. V. 24	Sonnig, SO-Wind	Wenig vorgeschritt.	0,0	0,317	19,68 (oben)			
10,8				6,292	0,023	21,12 (2 m)	—	stark	— Mitte!
17	26. V. 24	Sonnig, schwacher Wind	Stark vorgeschritten	2,95	0,13	20,1 (oben)	—	—	
16				2,02	0,11	19,86 (1 m)	—	—	Mitte!
11,5				7,92	0,0	23,22 (2 m)	+	stark	
17				2,86	0,17	19,98 (oben)	—		O-Rand, 5 m vom
16,2				2,64	0,13	20,1 (0,80)	Spur	—	Ufer
17,3	3. VI. 24	Bewölkt, mittelstarker NO	Schilf ziemlich hoch	1,76	0,18	19,8 (oben)	Spur	—	Spur
17				2,112	0,13	20,52 (1 m)	»	—	» Mitte!
12				8,888	0,0	23,1 (2 m)	stark	sehr stark	»
16,8				1,76	0,15	20,1 (oben)	Spur	—	— O-Seite, 5 m
15,3				4,488	0,23	20,88 (1,30)	»	—	Spur vom Ufer
17,3				2,112	0,11	20,1 (oben)	»	—	— W-Seite, 5 m
17				1,76	0,11	20,4 (0,80)	»	—	— vom Ufer
20,3	19. VI. 24	Sonnig, windstill	*Nuphar* und *Iris* blühen	2,64	0,14	19,38 (oben)	»	—	—
18,5				2,2	0,103	20,4 (1 m)	»	—	— Mitte
16				5,544	0,14	21,0 (2 m)	stark	—!	—
19,5				2,112	0,118	20,34 (oben)	—	—	—
18,5				2,552	0,118	22,22 (0,80)	—	—	— Ostufer

Bei der Untersuchung konnte ich mich eines Kahnes bedienen, welchen mir Herr Gutspächter Pillmann in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche. Gerne hätte ich den größeren, ebenfalls zum Gute Sildemow gehörigen See auch untersucht, doch konnte aus Fischereiinteressen ein Kahn im Mai und Juni nicht gestellt werden.

Trotz der geringen Tiefe des untersuchten Sees konnten in den verschiedenen Wasserlagen Unterschiede im Kohlensäure- und Sauerstoffgehalt (auch Kalkgehalt) festgestellt werden.

Leider konnte ich meine Untersuchungen nicht fortsetzen, weil der mir zur Verfügung stehende Kahn Ende Juni entfernt wurde.

Wenn wir uns die Sauerstoffwerte, welche wir bei den verschiedenen Untersuchungen in der Warnow, am Torfstich und bei Sildemow gefunden haben, betrachten, so fällt uns auf, daß sie hinter den zu erwartenden zurückbleiben. Am nächsten kommen den theoretischen Zahlen die Werte des Oberflächenwassers am Torfstich am 27. IV. 24. und am 7. VI. 24. Wenn wir besonders den Sildemower See ins Auge fassen, so ist der Sauerstoffgehalt in den oberen, aber besonders in den unteren Lagen ein sehr niedriger. Diese Erscheinung stimmt sehr gut zu den Untersuchungsergebnissen, welche von zur Mühlen[1]) in kleinen Seen und Halbfass[2]) in pommerschen Seen, sowie Brönsted und Wesenberg-Lund[3]) im Furesee erzielten, wenn auch nicht der Wert 0,0 erreicht worden ist, wie er bei den Bodenschichten des Sildemower Sees im Jahre 1924 nicht selten war. Eine Übersättigung an Sauerstoff, wie sie Knauthe[4]) in einzelnen Dorfteichen nachwies, und wie sie in Söllen, welche mit algenhaltigem Wasser gefüllt sind, im Sommer auftreten (im Laboratorium läßt sich der Vorgang leicht nachahmen), konnte ich nur einmal in denjenigen Wasserpartien der Warnow nachweisen, welche ein dichtes Algengespinst besitzen und dem Sonnenlicht ausgesetzt sind. Ähnliche Fälle führt Halbfass in seinen Grundzügen der vergleichenden Seenkunde[5]) an. Auch Weith, Knudsen und Wolf[6]) konnten große Sauerstoffmengen in Seen bestimmen. Der zuletzt genannte Autor fand 0,97 mg in 100 ccm im Schweriner See bei einer Wassertemperatur von 10,1 Grad.

In den Seen greifen rein physikalische und chemische Vorgänge dermaßen in biologische Prozesse ein, daß eine säuberliche Scheidung derselben nicht möglich ist. So hatten wir bei den Versuchen gesehen, daß die Evasion des Sauerstoffs bei Temperaturzunahme steigt, daß umgekehrt bei zunehmender Konzentration des Kalkes auch der Gehalt an Sauerstoff steigt. Wenn wir vielleicht auch bei den von Brönsted für die Temperatur und den Sauerstoffgehalt entworfenen Kurven einige Parallelität, namentlich in der Zirkulationsperiode erkennen können, so

---

[1]) Über Sauerstoffuntersuchungen.

[2]) Beitrag zur Kenntnis der pommerschen Seen. Petermann's Mitt.; Ergänz.-Heft 1907.

[3]) Chemisch-physikalische Untersuchungen der dänischen Gewässer. Intern. Revue d. ges. Hydrobiol. u. Hydrographie 1912.

[4]) Biol. Zentral-Blatt. Bd. XVIII.

[5]) Verlag Bornträger 1923, S. 285.

[6]) Chemische Analyse der wichtigsten Seen und Flüsse Mecklenburgs. 1872.

ist eine Korrelation zwischen Konzentrationssteigerung des Kalkes und Zunahme des Sauerstoffs doch nur mit größter Vorsicht anzunehmen, wenn auch natürlich eine solche Beziehung nach unseren Versuchen bestehen muß. Wir können sie aber gar nicht mehr erkennen, da, wie dies bei den von mir untersuchten stehenden Gewäßern der Fall ist, die organischen, verwesenden Massen in bedeutender Menge vorhanden sind. Kommt ein besonders üppiges Pflanzen- und Tierleben hinzu, so ist ein Blick in die sich einzeln abspielenden Prozesse nicht möglich. Ihre Existenz wird aber durch die Versuchsergebnisse sichergestellt und darin liegt der Wert der Laboratoriumsversuche.

Was hier für den Sauerstoff gesagt wurde, gilt in erhöhtem Maße von der Kohlensäure. Bei dem Torfstich nimmt dieselbe von April bis Juni ständig ab, bei der Warnow konstatieren wir für dieselbe Zeit ein Gleichbleiben, ja sogar eine geringe Zunahme und im Sildemower See ein sehr starkes Anwachsen im Frühjahr. Bei dem Torfstich bin ich geneigt, die mit der Temperaturzunahme auftretende Kohlensäureabnahme auf Evasion zurückzuführen, doch geht dies bei den anderen untersuchten Gewässern nicht. Vielleicht ist man berechtigt, auch die von Brönsted im März und April 1909 bei Temperaturzunahme beobachtete Kohlensäureabnahme in den Oberflächenschichten auf dieselbe Ursache zurückzuführen, wenn auch gerade beim Furesee mit konzentrationsändernden Zuflüssen zu rechnen ist, worauf Brönsted hinweist.

Wir hatten nun auch gezeigt, welchen Einfluß die Bewegung des Wassers auf den Kohlensäureschwund ausübt. Ich habe verschiedentlich vor und nach Stürmen Warnowwasser untersucht und stets dieselben Kohlensäuremengen gefunden. Allerdings ist dabei zu bedenken, daß der Wellengang an dem Kanal kein sehr hoher ist, selbst bei starkem Sturm, weil dieser, von Norden oder Westen kommend, durch Eisenbahndämme etwas aufgehalten wird. Südwind kommt quer zur Länge des Kanals, kann also auch nicht ungehindert wirken. Es kommt also nur reiner Ostwind in Betracht für unsere Beobachtung an diesem. In einem großen See müßte eigentlich der Wind zur deutlichen, konstatierbaren Wirkung gelangen.

Ganz im Trubel der sich durchkreuzenden Prozesse geht jene Zunahme der Kohlensäure unter, welche wir bei der Erwärmung von Wasser kennenlernten. Wir erinnern uns, daß zuerst eine Abnahme eintrat, welcher eine Zunahme und dann wieder eine Abnahme folgte. Diese Vorgänge können in der Natur kaum erfaßt werden, denn sie spielen sich innerhalb einer verhältnismäßig kurzen Zeit ab. Vor allem aber werden sie durch die bei höherer Temperatur eintretende, durch Assimilations- und Verwesungsprozesse bedingte Kohlensäureproduktion vollkommen verwischt.

B) Fließendes Wasser

Bei fließendem Wasser spielen bezüglich der Kohlensäureabgabe die Bewegung des Wassers und seine Temperaturerhöhuug die Hauptrolle. Hat dasselbe Kalktuff abgesetzt, so wird durch die Adsorptionswirkung dieses Adsorbens Kohlensäure dem Wasser entzogen. Blätter und Hölzer

betätigen sich in gleicher Richtung, wie dies ja die Laboratoriumsversuche zeigten.

Als Beispiel für die Verhältnisse in der Natur gebe ich die Resultate der Untersuchung am 7. IX. 23. in einem kleinen kalkhaltigen Bächlein, welches in der Nähe von Göschweiler (südliches Baden) nach der Straße Reiselfingen-Bonndorf zu und dann bei der Schattenmühle in die Wutach fließt. Die Untersuchungsstellen sind mit Quelle, I, II, III angegeben. Auf die geologischen Verhältnisse bin ich bereits früher[1]) eingegangen und gebe hier zur Orientierung nur das Prof. 1.



Prof. 1

Tabelle 25

Untersuchungsstelle	Temperatur	CO_2-Menge (mg in 100 ccm)	Lufttemperatur	Zurückgelegte Strecke
Quelle	10,1°	4,378	12,5°	
I	13°	1,112	13°	100 m
II	15,5°	0,97	20°	500 »
III	16,2°	0,572	20°	187 »

Bei einer anderen Untersuchung an derselben Stelle nahm der Kohlensäuregehalt bei einer Temperaturdifferenz von 2,5 Grad (10—12,5 Grad) nur um 3,020 mg in 100 ccm (4,378—1,358) ab. Ein Vergleich mit der obigen Tabelle zeigt den Einfluß der Temperatur auf die Kohlensäureabnahme.

Bei einer 3. Untersuchung war das Wasser an allen Stellen ungefähr gleich warm, so daß aus derselben der Einfluß der Wasserbewegung und der Adsorption allein bei einer mittleren Temperatur von 10,5 Grad zu ersehen ist (21. IX. 23).

Tabelle 25a

Untersuchungsstelle	Temperatur Luft	Temperatur Wasser	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)
Quelle	9°	10°	2,04 mg
I	9°	10°	0,48 »
II	9°	10,2°	0,24 »
III	9°	11,2°	0,33 »
IV	9°	11°	0,18 » (122 m unterh. III)

Der geringe Kohlensäuregehalt der Quelle gegenüber den vorigen Untersuchungen ist auf starke Niederschläge in jener Zeit zurückzuführen. Trotzdem die Lufttemperatur verhältnismäßig niedrig ist, verliert das Wasser von der Quelle bis zur III. Untersuchungsstelle 1,71 mg CO_2, was nur auf die Einwirkung der Wasserbewegung und der Adsorption durch den ausgeschiedenen Kalktuff zurückzuführen ist. Dabei geht die

[1]) Die Petrogenese der Kalktuffe usw. Geol. Arch. 1924.

Kohlensäurekonzentration unter diejenige des destillierten Wassers herunter.

C) Stürzendes Wasser

Der Kohlensäureverlust ist bei Wasserfällen kalkhaltigen Wassers ein sehr bedeutender und übertrifft denjenigen des fließenden Wassers, wie das ja nach den Laboratoriumsversuchen nicht anders zu erwarten ist. Etliche solcher Wasserfälle am linken Wutachgehänge wurden daraufhin untersucht. Einige Resultate seien hier mitgeteilt:

Tabelle 26

Lokalität	Temperatnr Wasser	Luft	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	
bei Neuenburg	10°	17°	0,96 mg	(vor dem etwa 10 m hohen Fall)
» »	12°	14°	0,48 »	(nach » » 10 m » »)
unterhalb	11,8°	15°	0,97 »	(vor » » 10 m » »)
Achdorf	12°	15°	0,48 »	(nach » » 10 m » »)

Diesen Kohlensäuredifferenzen von 0,96—0,48 = 0,48 auf 10 m steht eine solche von 0,97—0,572 = 0,398 auf 187 m bei fließendem Wasser (vgl. Tabelle 25) gegenüber, welche auf 10 m berechnet nur den Betrag von 0,021 mg in 100 ccm ausmacht.

Die starke Kohlensäureabnahme bei Wasserfällen ist natürlich in erster Linie darauf zurückzuführen, daß das Wasser in Tropfen zerteilt oder stark durcheinander gemengt wird, wie ich dies w. o. auseinandersetzte. Es kommt aber noch der Adsorptionsfaktor hinzu. Bevor das Kalkwasser in einem Fall herabstürzt, passiert es eine mehr oder weniger große Tuffnase. Es war mir nicht möglich, eine Probe nach dem Überfließen der letzteren zu nehmen, also direkt am Ende des Tuffbartes, so daß mithin bei der Berechnung der Verlust der Kohlensäure während des Passierens desselben einbegriffen ist. Hierbei spielt sicher die Adsorption des Tuffes eine gewisse Rolle. Weniger in Betracht kommt wohl die assimilatorische Aufnahme durch die Algen und Moose, welche den Tuff überziehen, wenn auch dieser Faktor nicht ganz außer acht gelassen werden kann. Hierfür spricht eine kleine Untersuchnng, welche ich an einem Kalkwasser in der Nähe der Schattenmühle bei Göschweiler (Wutachtal) anstellte. Dieses rieselte an einer Stelle in zahllosen Tröpfchen über *Cratoneuron commutatum*, welches eine senkrechte Wand etwa 1 m hoch bewuchs. Auf diese kurze Strecke verlor das Wasser 1,30 — 0,726 = 0,574 mg CO_2 in 100 ccm. Diese hohe Zahl hängt natürlich damit zusammen, daß das Wasser sehr langsam, in zahlreiche Tropfen zerteilt, über das Moos rieselt, aber nicht in Form eines mehr geschlossenen Baches daran vorbeieilt wie bei der oben erwähnten Tuffnase.

Der Kalk

Der Kalk kann aus einer Lösung, welche mehr als 1,3 mg in 100 ccm enthält, als neutraler und als Adsorptionskalk ausfallen. Diese Unterscheidung müssen wir wohl machen, denn man beobachtet, daß nach der Ausfällung die Lösung oft keine freie Kohlensäure mehr enthält, während

sie in anderen Fällen noch in erheblicheren Mengen vorhanden ist. Im ersteren Fall zeigt die Lösung alkalische Reaktion, während diese im zweiten Fall aussetzt. Ist die alkalische Reaktion schwach, so werden noch Mengen von Adsorptionskalk neben den Neutralkalk vorhanden sein, doch bei starker Alkalität können wir wohl eine vollkommene Umwandlung des ersteren in den letzteren annehmen. Dieser Fall ist in der Natur der seltenere. Fast allgemein geht der Ausscheidung des Kalkes eine Abnahme der freien Kohlensäure voraus, doch ist die Ausfällung nicht an das vollständige Entweichen derselben gebunden. Wenn man z. B. eine Adsorptionskalklösung vorsichtig konzentriert (Versuch 53,az, Diagr. 6) durch Erwärmung von oben, so nimmt die Kohlensäure zuerst ab und dann wieder zu. Die Ausscheidung des Kalkes findet bei einer Konzentration von etwa 17—17,5 CO_3 mg in 100 ccm statt. Dabei ist der Kohlensäuregehalt 0,6– 0,8 mg groß. Dann geht bei weiterer Ausfällung des Kalkes die Konzentration der Lösung bis 13,25 mg herab, wobei die Kohlensäure wieder bis 1,3 mg zunimmt. Im weiteren Verlauf des Versuchs, der in einer Porzellanschale zu Ende geführt wurde, steigt die Kalkmenge von neuem bis 27 mg, bei welcher Konzentration der Kalk zum zweitenmal ausfällt bei einem Kohlensäuregehalt von 1,8 mg. Bei höheren CO_3-Konzentrationen findet also auch eine Ausfällung bei Anwesenheit einer mehr oder weniger großen CO_2-Menge statt. Es kann in diesem Fall natürlich nur Adsorptionskalk vorliegen. (Vgl. auch die Versuche 53ax und 53ay auf Diagr. 5).

Die Kalkabscheidung ist abhängig von: Konzentration, Temperatur, Gehalt an freier Kohlensäure und Zeit. Diese Faktoren werden in den folgenden Besprechungen auf ihre Bedeutung hin untersucht. Bei den Versuchen wurde teils mit reinen natürlichen Lösungen gearbeitet, teils wurde das Verhalten derselben gegenüber verschiedenen Gegenständen, welche in die Lösungen hereingebracht wurden, untersucht. Im ersteren Fall findet die Kalkausscheidung direkt innerhalb der Lösung, im zweiten Falle aber in den betreffenden Gegenständen statt. Hiernach wurde auch die folgende Hauptgruppierung vorgenommen. Im folgenden rede ich von Kalk schlechtweg, berücksichtige also nicht die Frage, ob in dem einen oder anderen Fall das Salz als Neutral- oder Adsorptionskalk ausgeschieden wird. Die Entscheidung dieser Frage muß ich offen lassen.

A) Ausscheidung in der Lösung selbst

a) Ausscheidung bei Abwesenheit freier Kohlensäure

a') Erwärmen

α) Schnelles Erwärmen

Bei schnellem Erwärmen einer Kalklösung verdunstet kein Wasser oder doch so wenig, daß eine Konzentrationszunahme des CO_3-Gehaltes nicht nachgewiesen werden kann. Es ist allerdings dabei Voraussetzung, daß beim Erwärmen nicht unvorsichtig geschüttelt wird, denn sonst setzen sich Lösungspartien an den Glaswänden ab, wobei dann Kalk ausgeschieden wird. Wird jedoch bei dem Umschwenken dafür Sorge getragen,

daß das ausgefällte Material wieder in die Lösung gelangt, so wird von neuem das Gleichgewicht hergestellt. Eine Konzentrationsabnahme ist erst von dem Moment der Kalkausscheidung zu konstatieren. Bei Versuch 5 wurde in einem Literkolben eine Lösung mit 13,45 mg CO_3 in 100 ccm auf 55 Grad erwärmt und hier und da etwas umgeschwenkt. Die entsprechende Kurve auf Diagr. 3 (S. 738) zeigt einen unruhigen Verlauf. Dieser ist bei der Abkühlung viel regelmäßiger, weil hier das Bewegen unterlassen wurde. Während bei diesem Versuch die Erwärmungs- und die Abkühlungskurve sich im großen und ganzen decken, ist dies bei Kurve 7 (Diagr. 3) nicht der Fall. Auch hier wurde zuerst bis 55 Grad, aber dann weiter bis 100 Grad erwärmt, wobei sich ein Teil des Kalkes auf der Lösungsoberfläche ausschied. Bei einem Gehalt von 0,08 mg CO_2 beginnt die Kalkabscheidung, doch bleiben nach der Erhitzung auf 100 Grad und darauffolgender Abkühlung noch 8,6 mg CO_3 in 100 ccm in Lösung. Nach Gmelin-Kraut a. a. O., S. 334, scheiden sich selbst nach längerem Kochen 3,4—3,6 mg $CaCO_3$=2,04—2,16 mg CO_3 in 100 ccm nicht aus. Bei rascher Erwärmung auf 100 Grad innerhalb einer Stunde bleiben von 13,50 mg CO_3 noch 12,6 mg in der Lösung, wobei freie Kohlensäure mit Phenolphtalein nicht mehr nachweisbar ist. (Versuch 56, S. 737).

β) Langsames Erwärmen

Beim langsamen Erwärmen einer Kalklösung (12,2 mg CO_3 in 100 ccm) tritt im Gegensatz zu dem schnellen Erhitzen Verdunstung ein, weshalb natürlich die Kalkkonzentration zunimmt. Geht dieser Prozeß schneller vor sich als die Abnahme der Kohlensäure, so scheidet sich der Kalk erst bei einer verhältnismäßig hohen Konzentration aus. Rostocker Leitungswasser von 3 Grad wurde langsam auf dem Wasserbad in einer Porzellanschale auf 25 Grad erwärmt und diese Temperatur während mehrerer Tage beibehalten (Versuch 60, Diagr. 4):

Tabelle 27

Temperatur	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	Zeit der Erwärmung	
3°	12,18	1,98		
24,3°	16,08	0,352	24 Stunden	
24°	18,24	0,264	2 Tage	
25°	23,04	0,088	3 »	
25°	19,98	0,528	4 »	Kalkausscheidung!
25°	18,12	0,792	5 »	
18°	19,14	1,32	6 »	

Diese Tabelle zeigt deutlich die Abhängigkeit der Ausscheidung von dem Gehalt an freier Kohlensäure. Solange diese vorhanden ist, kann selbst bei einer CO_3-Konzentration von etwa 23 mg in 100 ccm nur langsam eine Ausfällung stattfinden. Diese setzt dann aber sehr stark ein, wobei trotz der CO_2-Zunahme 23,04—18,12=4,92 mg CO_3 ausgeschieden werden. Dann beginnt die Konzentration des letzteren wieder etwas zu steigen (vgl. Diagr. 4), weil vermutlich von dem ausgeschiedenen Kalk etwas in Lösung geht.

a") Längeres Stehen einer Kalklösung

Rostocker Leitungswasser mit einem CO_3-Gehalt von 13,62 mg und einer CO_2-Konzentration von 1,32 mg in 100 ccm ließ ich bei Zimmertemperatur (15 Grad) 45 Tage stehen, wobei sich die folgenden Verhältnisse herausstellten (Versuch 59, Diagr. 7, S. 747):

Tabelle 28

Zeit des Stehenlassens	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	Temperatur	
	1,32	13,62	6°	(Versuch 59).
12 Stunden	0,88	13,55	15°	Ausscheidung!
37 Tage	0,0	11,88	15°	
45 »	0,22	16,38	15°	

Wie bei dem vorhergehenden Versuch geht der Gehalt an freier Kohlensäure auf 0,0 herunter; Kalk scheidet sich in der Zeit zwischen 12 Stunden und 37 Tagen aus, weshalb die Konzentration der Lösung sinkt. Daraufhin geht diese wieder in die Höhe, aber auch die Kohlensäure nimmt zu, worauf bereits früher aufmerksam gemacht wurde. Bei weiterem Stehenlassen würde sich von neuem Kalk ausgeschieden haben, wie spätere Versuche lehren. Wesentlich ist, daß durch längeres Stehenlassen einer Kalklösung bei niederer Temperatur ein ähnlicher Effekt erzielt wird wie bei raschem Erhitzen. Es werden sogar noch größere Mengen als bei dem Versuch 56 (1,74 gegenüber 0,94 mg CO_3 in 100 ccm) ausgeschieden.

Viel langsamer geht die Ausscheidung bei einer Temperatur von 6—8 Grad vor sich. In einem Exsikkator wurde bei einer Temperatur von 6 Grad Rostocker Leitungswasser über ein Vierteljahr in einem Becherglas aufbewahrt und des öfteren untersucht. Trotzdem das Chlorkalzium für Verdunstung sorgte, dauerte es bis zur Ausscheidung des Kalkes sehr lange (Versuch 70, Diagr. 7):

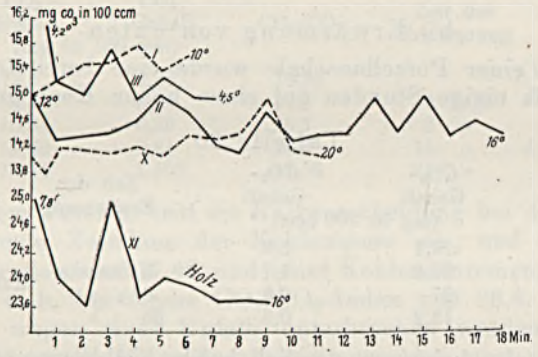
Tabelle 29

Temperatur	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	Dauer des Versuches	
6°	11,76	1,012	6. XII. 23	(Versuch 70).
6°	11,46	0,44	17. I. 24	
6°	16,26	0,00	3. III. 24	
8°	10,2	0,00	17. III. 24	

Während bei dem vorigen Versuch (59) die Ausscheidung bereits bei einer Konzentration von etwa 13 mg CO_3 (Temp.=15 Grad) einsetzte ohne Konzentrationszunahme, ist diese bei dem vorliegenden Versuch nötig. Dort hatte die freie Kohlensäure bei der Kalkausscheidung noch nicht den Wert O erreicht, hier ist bei Erreichung des O-Stadiums noch kein fester Kalk zu sehen. Bei einer Temperatur von 15 Grad beginnt die Ausscheidung bereits nach einem Monat, hier hingegen erst nach Ablauf eines Vierteljahres.

a''') Schütteln einer Kalklösung

Auch beim Schütteln einer Kalklösung entweicht die freie Kohlensäure. Eine Ausscheidung des Kalkes wird erst bei vollkommener Abwesenheit der letzteren eintreten, wenn ich auch wegen Fehlens eines Schüttelapparates die Bildung von festem Kalk durch Schütteln in der Hand während 20 Minuten nicht erreichen konnte. Die Kalkkonzentration bleibt dabei von Anfang bis zu Ende mit Schwankungen dieselbe, wie Diagr. 12 zeigt (Kurve II). Die Kohlensäure ging dabei von 3,82 auf 1,44 mg in 100 ccm herunter (12—16 Grad). Es sei an dieser Stelle darauf aufmerksam gemacht, daß Zugabe von Holz zu der Lösung sehr rasch eine Abnahme der Konzentration hervorruft, was auf die Adsorptionsfähigkeit desselben zurückzuführen ist (Kurve XI, Diagr. 12).



Diagr. 12

a'''') Fallen einer Kalklösung

Beim Herunterfallenlassen einer Kalklösung mit einem Gehalt an CO_3 von 13,14 mg und einem solchen von 0,968 mg CO_2 in 100 ccm durch eine Luftsäule von 15,75 m verliert dieselbe nach 3 maligen Fallen 0,808 mg CO_2, geht also auf 0,16 mg herunter (6—4,5 Grad), während der Kalk wegen der durch Verdunstung hervorgerufenen Konzentrationszunahme auf 13,8 mg CO_3 steigt. Beim 6. Fall ist keine Kohlensäure mehr vorhanden und Kalk scheidet sich aus. Auch hier ruft die Anwesenheit von Holzstücken eine Konzentrationsabnahme hervor. Ich ließ das Wasser beim Fallen über einen mit Holzstücken gefüllten Trichter tropfen, welcher über dem Auffangegefäß angebracht war. Die Fallhöhe betrug 5 m, die Temperatur 15 Grad. Nach dem 7. Fall, d. h. nach Zurücklegung einer Strecke von 35 m, war bereits die ganze Kohlensäure entwichen (Ursprungsmenge: 21,0 mg in 100 ccm), die Kalkkonzentration war von 34,32 auf 27,12 mg heruntergegangen.

b) Ausscheidung des Kalkes bei Anwesenheit freier Kohlensäure

Bisher hatten wir Fälle kennengelernt, bei denen die Ausscheidung des Kalkes bei Abwesenheit freier Kohlensäure oder Anwesenheit nur geringer Spuren vor sich ging. Nun wenden wir uns zu solchen Fällen,

bei denen eine Ausscheidung bei Anwesenheit mehr oder weniger großer Kohlensäuremengen eintritt. Wir erinnern uns dabei der Versuche, bei denen wir durch Erwärmen von oben den Kohlensäuregehalt in destilliertem und im kalkhaltigem Wasser vergrößerten. Dabei sahen wir, daß das Verhalten der Kohlensäure bei diesen Versuchen unabhängig von der Kalkkonzentration ist. Es ist aber klar, daß die Ausscheidung des Kalkes in einem bestimmten Verhältnis zu dessen Konzentration und zu derjenigen der Säure stehen muß. Dieses Verhältnis, welches also die Ausfällung bedingt, wollen wir jetzt kennenlernen. Ganz besonderes Gewicht werde ich dabei auf solche Fälle legen, bei denen von oben erwärmt wurde, da sie für den Vergleich mit den Verhältnissen in der Natur von Bedeutung sein dürften.

Gehen wir bei unseren Betrachtungen von einem Versuch aus, bei dem

b') Erwärmung von unten

stattfand. In einer Porzellanschale wurde eine bereitete Lösung von Adsorptionskalk einige Stunden auf einen hohen Kachelofen gestellt:

Tabelle 30

Temperatur	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	Zeit der Erwärmung	
8,5°	26,2	3,8		
27°	27,6	1,7	3 Stunden	Kalkausscheidung!
27°	27	0,9	6½ »	
27°	13,2	0,9	38 »	

Es findet also bei einer ziemlich hohen Kalkkonzentration (27,6 mg CO_3 in 100 ccm) eine Ausscheidung bei einem recht bedeutenden Kohlensäuregehalt (1,7 mg) statt. Bei einem anderen Versuch wurde ein hohes Zylinderglas, gefüllt mit Rostocker Leitungswasser, benutzt (Versuch 53). Nach 6 Tagen schied sich der Kalk bei einer Temperatur von 25 Grad, einem CO_3-Gehalt von 15,7 mg und einem Kohlensäuregehalt von 0,5 mg in 100 ccm aus (S. 740).

Bei diesen Versuchen, zu welchem man auch noch Versuch 60 auf S. 739 rechnen kann, scheidet sich der Kalk in der ersten Evasionszeit der Kohlensäure aus. Um sich hiervon zu überzeugen, sei auf die Tabellen 5 und 6 (Diagr. 4) hingewiesen. Im folgenden soll nur mit natürlichem Wasser, welches beliebig verdünnt wird, gearbeitet werden, da sich künstliche Lösungen zum Vergleich nicht ohne weiteres heranziehen lassen. Wir vernachlässigen deshalb auch den zuerst erwähnten Versuch auf Tabelle 30.

b") Erwärmen von oben

Bereits bei der Besprechung des Verhaltens der Kohlensäure bei der Erwärmung von oben haben wir verschiedentlich auch dasjenige des Kalkes berücksichtigt. Hier haben wir genauer darauf einzugehen. Zunächst wenden wir uns zu den Versuchen, bei denen mit unverdünntem Rostocker Leitungswasser gearbeitet wurde. Allen ist gemein, daß die Kalkkonzentration bei der Erwärmung von oben wegen der eintretenden

Verdunstung zunimmt. Der Knickpunkt der Kalkkurve soll der Ausscheidungspunkt heißen, wenn auch die erste Bildung einer Kalkhaut bereits etwas früher eintreten kann. Von diesem an nimmt die Kalkkonzentration im Verhältnis zu dem ausgeschiedenen Kalk ab.

Bei dem Versuch 53az (Diagr. 6, S. 742) wurde in einem hohen Standzylinder Rostocker Leitungswasser von oben bis zur Höchsttemperatur von 19 Grad erwärmt. Diese wurde mehrere Tage beibehalten. Es stellt sich dann das folgende Verhältnis zwischen Kalk- und Kohlensäurekonzentration heraus, wobei bemerkt sei, daß die folgenden Zahlen Mittelwerten entsprechen, welche sich aus den Konzentrationen der unteren und oberen Schicht ergeben.

Tabelle 31

Temperatur	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_2-Gehalt	CO_3/CO_2	Zeit der Erwärmung	
5°	13,5	1,32	10,22		(Versuch 53 az)
16°	14,46	0,83	17.4	4 Tage	
12°	15,84	0,59	26,7	8 »	
11,5°	17,46	0,61	28,6	15 »	Ausscheidung!
12,5°	13,74	1,188	11,56	21 »	

Bei diesem Versuch tritt die Kalkausscheidung bei der auf die erste Evasion folgende Zunahme der Kohlensäure ein, und zwar bei einer CO_3-Konzentration von 17,46 und einer Kohlensäuremenge von 0,61 mg in 100 ccm, d. h. bei einem CO_3/CO_2-Index von 28,6. Leider mußte der Versuch wegen eines Unfalls unterbrochen werden. Die Lösung wurde in eine große Porzellanschale umgegossen und von oben weiter erwärmt. Dabei zeigte sich, daß die Kohlensäure erst ab und dann wieder zunahm, genau so, als ob es sich um einen ganz neuen Versuch handelt. Die Kalkkonzentration stieg dabei bis 27,0 mg CO_3, doch fand selbst bei dieser hohen Konzentration keine Ausscheidung statt, da die Kohlensäuremenge zu groß war (1,85 mg am Ende des Versuches). Der Index CO_3/CO_2 betrug da 14,5 (vgl. Kurve 53a auf Diagr. 5 und 6).

In ähnlicher Weise wurden noch mehrere Versuche durchgeführt, deren Resultate in der folgenden Tabelle zusammengestellt sind:

Tabelle 32

Dauer des Versuchs	Temperatur (Grad)				CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)				CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)				CO_3/CO_2			
	5	9,5	4	6	11,16	13,2	12,0	11,4	0,97	1,32	1,67	1,76	11,5	10	7,2	6,4
1 Tag	25,8	22,3	25	20,5	13,02	16,92	16,32	13,44	0,78	0,66	0,96	0,26	16.6	25,6	17	51,6
2 Tage	24,5	22,0	25,5	21	17,28	**25,02**	**25,44**	15,72	0,88	**1,85**	**1,0**	0,84	19,6	**13,5**	**25,4**	18,7
3 »	24	—	26,3	21,5	**27,42**	—	(K)	**25,86**	**1,72**	—	2,24	**1,41**	**15,9**	—	11,0	**18,3**
4 »	—	—	15	—	(K)	—	24,66	(K)	—	—	—	—	—	—	—	—
5 »	—	—	—	24,5	—	—	17,76	24,9	—	—	1,06	1,32	-	—	16,7	18,8
6 »	—	—	—	24	—	—	—	12,30	—	—	—	1,2	—	—	—	10,2
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV

Die fett gedruckten Zahlen mit (K) deuten die Kalkausscheidung an.

Wenn auch bei höheren Konzentrationen des Kalkes die für die Kohlensäure angegebenen Werte nur annähernd stimmen, da das mitausgeschiedene Eisen mit dem Phenolphtalein scheinbar kolloidale Reaktionen eingeht, so geht doch aus der Tabelle hervor, daß bei den Versuchen eine recht hohe Kalklösungskonzentration bei einer verhältnismäßig großen Kohlensäuremenge erreicht werden kann. Die Ausscheidung findet erst statt, wenn der betreffende Index von CO_3/CO_2 zwischen 5,9 und 25,4, bzw. 28,6 liegt bei Berücksichtigung des Versuches 53 az (Tabelle 31). Doch zeigen die Indizes, daß die aufgestellte Behauptung nur bedingte Geltung hat, denn in der Tabelle kommen solche vor, welche einen höheren Wert als 15,9 haben und trotzdem findet keine Ausscheidung statt. In der zweiten Zeile von oben bei IV beträgt er 51,6 und doch hat sich kein Kalk ausgeschieden. Der Grund muß darin liegen, daß der betreffende CO_3-Gehalt von 13,34 mg in 100 ccm noch zu niedrig ist, als daß die vorhandene CO_2 (0,26 mg) die Ausfällung zulassen könnte. Andrerseits kann man aber den Versuch so leiten, daß bei einer viel höheren CO_3-Konzentration als wir sie bisher kennenlernten, bei einem verhältnismäßig niedrigen Kohlensäuregehalt keine Ausscheidung stattfindet. So beläuft sich bei dem bereits w. o. (Sauerstoff) besprochenen Versuch 90 (Diagr. 9, Tab. 15) CO_3 auf 33 mg nach 20 tägiger Versuchsdauer. Dabei ist die Kohlensäurekonzentration 0,79, der Index also 41,2. Es müssen bei den Vorgängen noch Faktoren im Spiel sein, welche von großem Einfluß sind z. B. die Größe der Verdunstung. Es sei nämlich darauf aufmerksam gemacht, daß die auf Tabelle 31 aufgeführten Versuche in Porzellanschalen aufgestellt wurden im Gegensatz zum Versuch 30, bei dem ein hoher Standzylinder benutzt wurde. Hierauf an dieser Stelle einzugehen würde zu weit führen.

Wir gehen nun zur Besprechung der Versuche über, welche mit verdünntem Rostocker Wasser angestellt wurden (Vers. 75 und 80). Die Konzentrationszunahme des Kalkes geht der jeweiligen Verdünnung entsprechend viel langsamer als bei dem gewöhnlichen Leitungswasser vor sich (vgl. Diagr. 5). Dabei wird die Kurve erst am Schluß der betreffenden Versuche steil, während sie vorher sehr flach verläuft. Auf den entsprechenden Verlauf der Kohlensäurekurven habe ich schon a. a. Stelle aufmerksam gemacht (S. 741 ff.). Die Versuche 75 und 80 stellen sich tabellarisch folgendermaßen dar:

Tabelle 33

Temperatur (Grad)		CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)		CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)		CO_3/CO_2		Dauer der Erwärmung
9	9	0,44	0,88	3,30	7,2	7,5	8,18	
23	20	0,35	0,79	3,30	7,5	9,42	9,49	24 Stunden
23,3	25	0,6	0,616	4,14	8,94	6,9	14,5	2 Tage
23	21	0,44	0,88	3,6	10,38	8,18	11,8	3 »
23	24,5	0,53	1,63	4,98	16,38	9,3	10,04	4 »
23	25	2,42	0,0	14,22	39,6	5,87	—	5 »
I	II	I	II	I	II	I	II	

Rubrik I bezieht sich auf Versuch 75, Rubrik II auf 80.

Vergleichen wir diese Tabelle mit der vorigen (Tabelle 32), so fällt uns auf, daß die CO_3/CO_2-Indizes (abgesehen von dem allerletzten) viel niedere im allgemeinen sind. Innerhalb der letzten Tabelle hat die Lösung mit höherer Kalkkonzentration auch die höheren Indizes. Doch genügen die ausgeführten Versuche nicht, um bestimmte Gesetzmäßigkeiten erkennen zu lassen.

Es ist nun sehr interessant, daß bis zum Ende der Versuche eine Ausscheidung von Kalk, wie wir diese bei anderen Untersuchungen kennenlernten, ausblieb. Wohl setzte sich an den Rändern der Porzellanschale etwas Salz ab, doch nicht übernormal viel, denn sonst hätten wir ja keine Konzentrationszunahme bekommen. Für den Versuch 75 ist das Ausbleiben einer Ausscheidung insofern nicht so überraschend, weil hier zuletzt der Index CO_3/CO_2 5,87 betrug. Die Kohlensäure war für eine Ausscheidung zu bedeutend. Am merkwürdigsten verlief aber Versuch 80, der am Ende überhaupt keine Kohlensäure mehr hatte, und dennoch fand bei der sehr bedeutenden Konzentration von 39,6 mg CO_3 in 100 ccm keine Ausscheidung statt. Wir hatten etwas Ähnliches bereits bei dem Versuch 90 (Diagr. 9) (Erwämung unverdünnten Rostocker Leitungswassers von oben) kennengelernt. Es handelt sich dabei um übersättigte Lösungen, wie man solche auch mit anderen Salzen herstellen kann.

Wenn wir den Verlauf der Versuche nochmals überblicken, so ergiebt sich, daß die Abnahme, die darauf folgende Zunahme und die zweite Abnahme des Kohlensäuregehaltes ein Vorgang für sich ist. Dasselbe gilt für die Konzentrationszunahme des Kalkes. Die Schnelligkeit derselben hängt von der Verdunstung und diese wieder von der Temperatur ab. Die Lage des Konzentrationsumkehrungspunktes, bei dem also eine Ausscheidung des Kalkes erfolgt, wird durch ein günstiges Zusammentreffen von Kalkkonzentration und der dazugehörigen, der Ausscheidung entsprechenden Kohlensäuremenge bedingt. Doch kann durch irgendwelche Umstände, welche noch zu erforschen wären, der Versuch so geleitet werden, daß die Kohlensäure den Betrag = 0 erreicht und dennoch keine Kalkausscheidung erfolgt. Die Lösung ist dann übersättigt. Es ist wahrscheinlich, daß es sich bei demjenigen Kalk, welcher bei übernormaler Kohlensäuremenge in fester Form ausgeschieden wird, um Adsorptionskalk — »doppelkohlensaurer Kalk« — handeln muß.

Aus einzelnen Versuchen geht auch hervor, daß die Ausscheidung des Kalkes in Etappen vor sich gehen kann. Hierfür scheint das Wiederansteigen der CO_3-Kurve des Versuches 60 (langsame Erwärmung von unten; vgl. Diagr. 4) zu sprechen. Eine solche rhytmische Ausscheidung (nicht Ausfällung!) gelang mir bei dem Versuch 53az (Diagr. 6), von dem 53a (Diagr. 5) ein Teil ist. Es wurde zuerst Rostocker Leitungswasser in einem hohen Zylinderglas erwärmt (von oben auf die Höchsttemperatur von 18 Grad) und später in eine Porzellanschale wegen eines kleinen Unfalls umgefüllt. Am Ende des Zylinderglasversuches war der Kalkkonzentrationsumkehrungspunkt bereits seit 6 Tagen überschritten. Hierauf ging die Kalkonzentration in der Porzellanschale wieder stark in die Höhe. Die Kohlensäure, welche am Ende des Glasversuches

stark zugenommen hatte, nahm zu Beginn des Porzellanschalenversuches wieder ab und dann zu. In der zweiten Versuchsphase wiederholt sich also alles, was sich in der ersten Phase abgespielt hatte.

Die Konzentrationsverhältnisse innerhalb einer Kalklösung

Die Konzentrationen des Kalkes und der Kohlensäure sind innerhalb einer Lösung in den verschiedenen Schichten verschiedene. Ein Versuch (53) zeigt die Verhältnisse innerhalb einer etwas über 30 cm hohen Rostocker Wasserlösung, welche von unten erwärmt wurde. Da uns aber diejenigen, wie sie sich bei der Erwärmung von oben einstellen, besonders interessieren, so gehe ich gleich auf diese ein.

Zum Verständnis sei auf das zum Versuch 53 az gehörige Diagr. 6 hingewiesen. Im Verlauf desselben wurden die in Betracht kommenden Konzentrationen der obersten und der untersten Schicht untersucht. Die Kalkkurven treten zu Anfang auseinander und wechseln dann in der Weise miteinander ab, daß einmal die untere und dann die obere Schicht die höhere Konzentration hat. Dabei verhalten sich Kohlensäure und Kalk bis zum 19. Versuchstag in den einzelnen Stadien fast immer umgekehrt, wenn auch kleine Nachhinkungen vorkommen. Im folgenden Kapitel gehe ich auf diese Verhältnisse näher ein

Wie in den verschiedenen Schichten verschiedenartige Konzentrationen herrschen, so ist dies auch in den einzelnen Teilen derselben Schicht der Fall. Bei Erwärmung einer größeren Lösung in einer breiten Porzellanschale (Versuch 53 ax und 53 ay Diagr. 5,) auf 24 bzw. 26 Grad zeigen sich die Unterschiede deutlich. Ergänzend sei hinzugefügt, daß die Mitte mit einer kleinen Bunsenflamme erwärmt wurde, wobei sich Strömungen von hier nach den Rändern hin einstellten. Die folgende Tabelle soll das Gesagte ergänzen:

Tabelle 34

Temperatur (Grad) Mitte	Rand	CO_3-Gehalt Mitte	Rand	CO_2-Gehalt Mitte	Rand		Dauer der Erwärmung	
								(53ax)
5		11,16		0,968				
25,8	25	13,02	13,32	0,66	0,797		1 Tag	
26	24,5	17,28	17,46	0,797	0,88		2 Tage	
25	24	27,42	27,78	1,892	1,716	(Ausschdg.!)	3 »	
								(53ay)
4		12,0		1,672				
26	25	16,32	16,98	0,88	0,968		1 Tag	
26	25,5	25,44	27,36	1,188	1,012	(Ausschdg.!)	2 Tage	
26,5		24,66		2,244			3 »	
15		17,76		1,056			10 »	

Die Konzentration des Kalkes ist an den Rändern stets größer als in der Mitte. Es zeigt sich aber gegenüber dem Versuch 53a (Erwärmung einer größeren Lösungsmenge von oben und Untersuchung der einzelnen Schichten, Diagr. 5) bezüglich des Verhältnisses der Kohlensäure zu dem Kalkgehalt eine Abweichung. Bei diesem verhielten sich die beiden umgekehrt, bei dem vorliegenden Versuch gehört aber bis zur Kalkausscheidung zu dem größeren Kalkgehalt die größere Kohlensäure-

konzentration. Dies ändert sich erst in der Gegend des Ausscheidungspunktes. Über diese Erscheinung kann ich kein Urteil fällen, da die Untersuchungen noch zu begrenzt sind.

Die Schichtung innerhalb einer Kalklösung, unter besonderer Berücksichtigung des Sildemower Sees in Mecklenburg

In diesem Kapitel haben wir uns mit der Frage zu beschäftigen, wie in einer Kalklösung eine Schichtung des Kalkes, der Kohlensäure und des Sauerstoffs entstehen kann.

Es ist ohne weiteres verständlich, daß beim Hinzufließen einer leichteren zu einer schwereren Lösung oder umgekehrt eine Schichtung eintreten muß, wie dies z. B. vom Hemmelsdorfer See bei Lübeck bekannt ist. Die schwereren Komponente, in diesem Fall das Kochsalz, liegen in den tieferen Zonen[1]).

Von der Entstehung der Stratifikation kann man sich im Laboratorium sehr leicht überzeugen. Tröpfelt man auf destilliertes Wasser etwas Sodalösung und setzt einen Tropfen Phanolphtalein hinzu, so färbt sie sich violett. Einige Zeit schwebt die schwerere Sodalösung über dem Wasser, sinkt aber dann langsam zu Boden.

Wir betrachten nun eine einheitliche Lösung, welcher kein anderer Stoff beigegeben wird, und zwar eine Kalklösung. In dieser wird, wenn sie vor Verdunstung geschützt wird, kaum eine Schichtung eintreten können. Doch müssen sich die Verhältnisse ändern, wenn etwas von der Lösung verdunstet. Dann tritt Konzentration ein, und zwar beginnt diese in den oberen Schichten. Hierdurch steigt das spezifische Gewicht derselben, infolgedessen werden sie zu Boden sinken. Es wird also anfangs eine Schichtung auftreten. Doch steigen die (gegenüber den konzentrierteren Partien) leichteren Teile in die Höhe, und werden ihrerseits konzentriert. Da sie nun bei der Berührung mit den vorher niedersinkenden Lösungspartien beim Heraufsteigen etwas konzentrierter als die Ursprungslösung sind, so erhalten sie eine größere Konzentration bei weiterer Verdunstung als die bereits niedergesunkenen Teile. Mithin werden sie diese beim Herabgleiten verdrängen, welche wieder in die Höhe steigen. Beschleunigt man die Verdunstung durch Erwärmen von oben oder unten, so kann man im Laufe der Untersuchung bald oben, bald unten eine größere Kalkkonzentration feststellen, wie dies auch die Kurven auf Diagr. 6 und 9 zeigen. Die Temperaturdifferenzen, welche während der Versuche in den unteren und oberen Lagen einer in einem hohen Zylinderglas befindlichen Lösung bestehen, sind an diesen »Strömungen« nicht schuld, denn deren Einfluß wirkt in einem den besprochenen Erscheinungen entgegengesetzten Sinne. Dies ist leicht zu verstehen, denn bei den Versuchen, bei denen von oben erwärmt wurde, werden natürlich die oberen Partien weit mehr als die unteren erwärmt, wodurch die ersteren ein kleineres spezifisches Gewicht als die letzteren aufweisen und nicht zu Boden sinken können, voraus-

[1]) R. Griesel, Phys. und chem. Eigenschaften des Hemmelsdorfer Sees bei Lübeck. Inaug.-Diss. 1920, Rostock.

gesetzt, daß keine Konzentrationszunahme eintritt, ein durchaus theoretischer Fall.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß in einer Kalklösung wohl eine Schichtung durch Verdunstung, welche besonders durch Erwärmen von oben gesteigert werden kann, eintritt, daß diese aber nicht permanent eine gleiche sein kann in dem Sinne, daß etwa stets unten die größere Kalkkonzentration vorhanden ist.

Was für den Kalk gesagt wurde, gilt auch für die im Wasser absorbierte Kohlensäure. Ich machte w. o. darauf aufmerksam, daß sich beide Stoffe während der Versuche (Erwärmung von oben) spiegelbildlich verhalten (man vergleiche vor allem die Kurve 53 az auf Diagr. 6), was ich darauf zurückführte, daß größere Kalkkonzentration eine kleinere Kohlensäureadsorption bedinge und umgekehrt. Für den Kohlensäuregehalt in einer bestimmten Tiefe zu einer bestimmten Zeit ist also die vorhandene Kalkkonzentration verantwortlich zu machen. Auch bei der Kohlensäure haben wir eine Schichtung, welche aber nicht permanent gleichmäßig bleibt.

Ebenso ist beim Sauerstoff eine Stratifikation, namentlich zu Beginn des Versuches 90, (Diagr. 9) festzustellen. Es ist auffällig, daß während einer 6-tägigen Erwärmung die Sauerstoffabnahme in den unteren Schichten größer als in den oberen ist. Wir sollten eigentlich das Umgekehrte erwarten, da die Temperatur in den letzteren eine höhere als in den ersteren ist. Ich kann mir die genannte Erscheinung nur so erklären, daß der bei der Erwärmung eintretende Verlust in den oberen Schichten durch sofortige Evasion von unten ausgeglichen wird. Hierbei könnte aber nur ein solcher Zustand hergestellt werden, daß die Abnahme in den unteren derjenigen der oberen entspräche. Wir haben aber eine größere Abnahme in den unteren Lagen. Es muß mithin noch ein Faktor mitwirken, welcher das Plus an Verlust bedingt. Es muß wohl das wärmere Wasser der Oberschicht ansaugend auf den Sauerstoff der unteren Lagen wirken, wenn man in diesem Fall von Ansaugen sprechen darf. Die im weiteren Verlauf des Versuches eintretenden Sauerstoffdifferenzen in den oberen und unteren Lagen sind so geringer Art, daß sie innerhalb der nicht zu umgehenden Versuchsfehlergrenzen liegen dürften.

Es ergibt sich aus den Betrachtungen, daß wir ebensowenig wie beim Kalk und bei der Kohlensäure in einer größeren von oben erwärmten Kalklösung eine permanent gleichmäßige Schichtung des Sauerstoffs konstatieren können.

Es ist klar, daß sich die Verhältnisse ändern müssen, wenn sich das Kalk, Kohlensäure und Sauerstoff enthaltende Wasser über Schlamm befindet. Ist aber dessen Verwesung bei niederer Temperatur dermaßen herabgesetzt, daß der Sauerstoff nicht zur Oxydation der organischen Massen benutzt wird, so wird sich auch in den unteren Wasserlagen kein Sauerstoffschwund und keine Kohlensäurezunahme feststellen lassen. Ganz anders wird es, wenn bei zunehmender Temperatur das Bakterienleben der Schlammschichten gesteigert wird, wobei eine Zunahme der

Kohlensäure auf Kosten des Sauerstoffs eintreten muß, und zwar vor allem in den unteren Wasserpartien. Zu gleicher Zeit wird aber, falls die Kohlensäuremengen der oberen Lagen eine Ausscheidung des Kalkes erlauben, der feste Kalk niedersinken. Er wird aber, wenn in den unteren Partien die Kohlensäure sehr konzentriert ist, wieder gelöst werden, wodurch die Kalkkonzentration dort gesteigert wird. Es geht also letzten Endes die durch die genannten Vorgänge bedingte Schichtung des Sauerstoffs, der Kohlensäure und des Kalkes auf die Temperatur zurück. Diese regelt das Bakterienleben in den Schlammschichten und dieses wiederum den Sauerstoffverbrauch und mithin die Kohlensäurezunahme, mit welcher die Kalkkonzentration der unteren Lagen in Beziehung steht. Übrigens gilt Ähnliches auch von dem Schwefelwasserstoff, welcher durch die Oxydation in Schwefel verwandelt werden kann (s. S. 759).

Wir müßten mithin im Laboratorium eine solche Schichtung erhalten, wenn wir in einem hohen Standzylinder Wasser und Schlamm einige Zeit stehen lassen. Ich habe solche Versuche in etwa 35 cm hohen Zylindern ausgeführt und verweise auf die bereits S. 759 gebrachte Tabelle. Dabei war der ganze Zylinder nachmittags der Sonnenbestrahlung ausgesetzt. Zunächst beobachten wir, daß die erwartete Kohlensäurezunahme nicht eintritt. Es findet im Gegenteil eine ständige Evasion statt. Auch ist der Kohlensäuregehalt nicht in den unteren Lagen der größere, sondern in den oberen Partien. Die entsprechenden Sauerstoffwerte besagen überhaupt nichts, ebensowenig die in den unteren und oberen Lagen vorhandenen Kalkkonzentrationen. Die Kohlensäure verhält sich genau wie in einem Glase, welches mit Rostocker Leitungswasser der Sonne ausgesetzt war, ebenso der Kalk, nur mit dem Unterschied, daß der letztere bei Gegenwart von Schlamm zu Anfang des Versuches etwas abnimmt, was auf die Adsorptionswirkung der organischen Massen zurückzuführen ist, worauf ich noch zu sprechen kommen werde. Womit hängt nun dieser negative Ausfall des Versuches zusammen?

Bei dem Experiment wurde das ganze Wasser gleichmäßig erwärmt, und zwar mittags recht intensiv. In der Natur hingegen werden die oberen Wasserpartien am meisten bestrahlt und deshalb auch mehr erwärmt als die unteren. Durch die gleichmäßige Temperierung des ganzen Wassers im Versuchsgefäß wird die Kohlensäure sehr rasch zur Evasion gezwungen, doch haben wir bei Seewasser eine Schichtung der Temperatur, wenigstens in den Sommermonaten, wodurch die Absorption der Kohlensäure in den unteren kälteren Schichten eine viel größere als in den oberen wärmeren Schichten ist. In den letzteren muß die Evasion auch eine größere als in den unteren Lagen sein. Wenn wir bei dem Versuch dafür sorgen könnten, daß nur die oberen Schichten des Wassers bestrahlt würden, so bekämen wir sicher dasselbe Resultat wie bei den Seen. Bei dem angeführten Versuch ist nun interessant, daß bei der Temperatur von 10—12,3 Grad die Kohlensäure zunimmt, später aber bei höheren Temperaturen wieder abnimmt. Dies hängt sicher damit zusammen, daß zu Anfang, also bei niederer Wärme, die durch die Verwesung hervorgerufene Kohlensäureproduktion bedeutender als die Evasion

ist, daß aber später, also bei Temperaturen von 15,8—19 Grad, die Evasion die Produktion der Säure überwiegt.

Der Sauerstoff nimmt, von einigen Schwankungen abgesehen, bei dem Versuch nicht ab, selbst bei den höheren Temperaturen nicht, weil das Wasser zu Anfang nicht mit dem Gas gesättigt war und selbst bei 19 Grad die Sättigungsgrenze noch nicht erreicht hat. Eine Schichtung ist aus dem oben angeführten Grunde auch bei dem Sauerstoff nicht möglich. In ruhigen Seen muß diese aber gebildet werden, weil durch die Verwesungsvorgänge, welche sich besonders in den schlammbenachbarten Schichten des Wassers abspielen, Sauerstoff verbraucht wird.

Eine Kalkstratifikation kommt in dem Versuchsglase nicht zustande, weil wegen der Verwesungsvorgänge stets ein Überschuß an Kohlensäure produziert wird, welche nicht entweicht. Dadurch kommt es selbst in der Oberflächenschicht nicht zu einer Kalkausscheidung, also auch nicht zu einer Wiederauflösung in der unteren Partie, wodurch dort die Kalkkonzentration vergrößert werden könnte. Dieser Vorgang spielt aber in der Stagnationsperiode innerhalb der Seen sicher eine große Rolle, worauf Brönsted besonders bezüglich des Furesees aufmerksam macht.

Zum Schluß sei hervorgehoben, daß der negative Ausfall des erwähnten Versuches folgendes lehrt: Eine Schichtung der Gase und des Kalkes ist nur bei thermischer Stratifikation möglich. Dies hängt wiederum von der einseitigen Bestrahlung von oben ab. Schichtung ist aber auch bei schlammlosen Wässern nicht oder nur in geringem Maße zu erwarten, weil durch den Schlamm erst die Kohlensäure, der Sauerstoff und der Kalk geschichtet werden. Die von mir ausgeführten Versuche bestätigen, wenn auch in negativer Weise, die Ansicht derjenigen Forscher, welche den organischen Massen eine bedeutende Rolle bei der Bildung der Schichtung zuschreiben.

Wie steht es nun mit der salinen Schichtung in den Seen? Zur Besprechung dieser Frage eignen sich nur solche Wässer, welche längere Zeit und in verschiedenen Schichten auf ihren Salzgehalt hin untersucht wurden. Thienemann a. a. O. unterscheidet in der Eifel zwei Maartypen: die Gruppe I (Pulvermaar, Weinfelder und Gemünder Maar) mit einem Abdampfrückstand, welcher 100 mg pro l kaum erreicht und die Gruppe II (Schalkenmehrener Maar, Holzmaar, Meerfelder Maar), bei welcher der Abdampfrükstand 100 mg ausnahmsweise nicht überschreitet. Die Carbonate des Kalkziums und Magnesiums verteilen sich auf die beiden Gruppen folgendermaßen, wobei bemerkt sei, daß die entnommenen Proben der Oberfläche entstammen:

	CaO + MgO		
Pulvermaar	20,6 mg pro l	Gruppe I	Tabelle 1 bei Thienemann
Weinfelder Maar . .	11,1 » » »		
Gemünder Maar . . .	6,1 » » »		
Schalkenmehrener Maar	58,8 » » »	» II	
Holzmaar	18,8 » » »		
Meerfelder Maar . . .	51,0 » » »		

Nun soll nach Thienemann ein weiterer Unterschied zwischen den beiden Gruppen darin bestehen, daß Gruppe II bei thermischer Schich-

tung auch eine saline Stratifikation aufweist, während dies bei Gruppe I nicht der Fall ist. Die wenigen, von THIENEMANN angeführten Zahlen (Tabelle 2) überzeugen allerdings nicht recht. Es sind sogar Zahlen darunter, welche zeigen, daß auch in den Maaren der Gruppe I eine saline Schichtung nachgewiesen wurde. So besaß das Wasser des Weinfelder Maares am 10. IV. 1913. in 0 m Tiefe einen Abdampfrückstand von 34,0, in 50 m Tiefe aber einen solchen von 38,4 mg im l, das Gemünder Maar zeigte am 3. VIII. 1911 sogar noch größere Differenzen: in 0 m Tiefe 27,5 in 39 m Tiefe aber 42,5 mg. Demgegenüber vermissen wir bei einzelnen Untersuchungen der Gruppe II eine Schichtung in bezug auf den Abdampfrückstand (Schichtung nenne ich in diesen Fällen die Erscheinung, daß in den unteren Lagen mehr Salze als in den oberen vorhanden sind). So zeigte das Schalkenmehrener Maar am 3. II. 1914 an der Oberfläche 243,6, in 20 m Tiefe aber nur 232,0 mg, der Laacher See am 11. VIII. 1913 an der Oberfläche 412,5, in 48 m Tiefe jedoch 410,0 mg. Leider sind nicht die Carbonate auf ihre vertikale Verteilung hin untersucht worden. Wenn auch die herausgegriffenen Beispiele nur die Vermutung aufkommen lassen, daß bei beiden Maargruppen (besonders in der Stagnationsperiode) Unterschiede in den verschiedenen Lagen tatsächlich vorhanden sind, so glaube ich doch bestimmt, daß sich diese bei näherer Untersuchung feststellen lassen, was besonders für die Carbonate gelten dürfte.

Um die Entstehung einer deutlichen Schichtung zu zeigen, verweise ich auf die Untersuchung des Sildemower Sees, welche ich im Jahre 1924 durchgeführt habe. Die Resultate sind auf der Tabelle 24 und Diagramm 11 zusammengestellt. Es wurde nun nicht etwa nur eine Stelle in der Mitte des Teiches untersucht, sondern auch die Randpartien wurden berücksichtigt. Es sei hier bemerkt, daß der See in der Mitte 2 bis 2,50 m tief ist, etwa 5 m von den Rändern noch 0,80 m Tiefe besitzt. Die Schlammassen sind sehr mächtig, das Wasser ist bräunlich.

Ich begann mit den Untersuchungen am 15. Mai. Die Stagnationsperiode hatte gerade begonnen, ein paar sehr warme Tage hatten das Wasser der Oberfläche auf 23 Grad erwärmt, während die Partien in 2 m Tiefe nur 10,8 Grad besaßen.

Diese gewaltige Temperaturdifferenz erinnert an diejenige, welche SCHOSTAKOWICZ[1]) am 11. Juli 1908 am Sardonachsee bei Erchochansk in Ostsibirien konstatierte. Derselbe besaß an der Oberfläche eine Temperatur von 21,6, am Grunde (3,5 m) nur 13,2 Grad. Da ich nicht annahm, daß in einem so wenig tiefen See wie es der von Sildemow ist, eine »Sprungschicht« zu konstatieren sei, untersuchte ich zuerst nur das Wasser aus 2 m Tiefe und das Oberflächenwasser. Doch am 26. Mai konnte ich mich davon überzeugen, daß auch dieses seichte Gewässer eine deutliche Sprungschicht aufwies, welche zwischen 1 und 2 m gelegen ist. Sie hielt sich einige Zeit, ging aber bereits Ende Juni verloren, wenn auch noch eine deutliche Schichtung vorhanden war.

[1]) Jährlicher Wärmeumsatz im See Sardonach. Bull. Acad. Imp. Soc. St. Petersburg. 1910. Die Notiz habe ich der zusammenfassenden Arbeit von HALBFASS (Grundzüge einer vergl. Seenkunde. Verl. Gebr. BORNTRÄGER 1923) entnommen.

Für das Verschwinden der Sprungschicht in den verschiedensten in dieser Richtung untersuchten Seen werden vor allem die Sonnenstrahlung und der Wind verantwortlich gemacht. Besonders der letztere wirkt nach Murray[1]) temperaturausgleichend. Ich will an dieser Stelle nicht auf alle die Ansichten und Theorien, welche sich auf die Entstehung und das Verschwinden der Sprungschicht beziehen, eingehen und verweise auf die Zusammenstellung bei Halbfass (Grundzüge einer vergl. Seenkunde). Ich möchte nur darauf aufmerksam machen, daß die Strahlung allein keine Temperaturerhöhung tieferer Schichten hervorrufen kann. Birge[2]) hat nachgewiesen, daß 80% der Sonnenenergie nicht tiefer als 1 m in das Wasser gelangen. Bei meinen Versuchen mit Wasser in hohen Standzylindern, welches von oben mit einer Bunsenflamme erwärmt wurde, konnte eine Zunahme der Temperatur in den 30 cm unter der Oberfläche gelegenen Schichten während längerer Zeit nicht konstatiert werden.

Gehen wir nun zu dem Verhalten der einzelnen im Wasser gelösten Stoffe über. Der Kalkgehalt ist ein äußerst großer, ist jedoch in den einzelnen Tiefen ein verschiedener. Wir haben also im Sommer genau dieselben Verhältnisse, wie sie Brönsted im Furesee nachwies. Allerdings ist dieser viel tiefer als der Sildemower Teich. Damit mag es zusammenhängen, daß die Kalkkonzentrationsdifferenzen in dem letzteren geringere als im Furesee sind. Hier betrug diese z. B. im August 1908 9 mg CaO in 100 ccm bei einem Tiefenunterschied von 31 m, während am 19 Juni 1924 am Sildemower See eine CO_3-Differenz von 1,62 mg in 100 ccm bei einem Tiefenunterschied von 2 m festgestellt wurde. Nun wäre es interessant zu wissen, ob auch bei dem Furesee in 2 m Tiefe eine ähnliche Abnahme erfolgt wie hier, doch hat Brönsted mit seinen Untersuchungen erst bei 10 m angefangen (abgesehen von der Oberflächenwasseruntersuchung).

Es fragt sich nun, worauf die Schichtung des Kalkes zurückzuführen ist. Wir greifen auf die mehrfach erwähnten Untersuchungen Brönsted's und Wesenberg's am Furesee zurück. Allerdings wird hier das einheitliche Bild durch Einströmen kalkärmeren Wassers während der Monate September-November verwischt. Andrerseits fließt dem See Wasser zu, dessen Kalkgehalt 1,5 mal so groß als der Mittelgehalt des Sees ist. Sodann sollen nach den genannten Autoren unterirdische Quellen vorhanden sein, welche eine weit größere Konzentration besitzen.

Brönsted macht darauf aufmerksam, daß neben diesen Faktoren, welche natürlich störend auf das Gesamtbild einwirken, vor allem die Ausscheidung und Auflösung des Kalkes von Einfluß sind. Die graphische Darstellung der Kalkverteilung (Fig. 5 a. a. O.) zeigt ein ganz ähnliches Bild wie die Kurven auf Diagr. 6 und 9. Während eines Teiles der Zirkulationsperiode, z. B. von Januar bis März 1909 haben die Kalkkonzentration der unteren und oberen Lagen denselben Wert. Bereits in letzterem Monat beginnt die Temperatur des Sees zu steigen

[1]) On the effekt of winds on the distribution of Temperature. Scott. geogr. Mag. 1888.
[2]) Science. N. F. Bd. 38, 1913.

und nun tritt eine Stratifikation ein, welche die größte Ähnlichkeit mit derjenigen unserer Versuche hat. Es handelt sich auch bei dem Furesee in dem Zeitraum von März bis Juli 1909 nicht um eine permanent gleiche Schichtung, sondern einmal ist die Konzentration oben, dann unten die größere, was auf die Durchmischung der einzelnen Lagen zurückgeführt werden muß. Hierbei spielt noch eine besondere Rolle, daß sich die Temperatur im April 1909 um 4 Grad herum bewegte.

Eine, auf einige Zeit gleichbleibende Schichtung hatte der Furesee in der Stagnationsperiode: Juni — Anfang November 1906, Juli — Ende September 1907, Mitte August — Anfang November 1908. In diesen Zeiten war die Konzentration in den unteren Lagen stets größer als in den oberen. Das ist ein Bild, wie ich es nur einmal auf die Dauer von etwas über 3 Tagen bei dem Versuch 53 az (Erwärmung von oben in einem Zylinderglas, Diagr. 6) erhielt. Doch haben hier Versuch und Natur wenig miteinander gemein; denn 1. steigt bei dem Versuch die Kalkkonzentration ständig, während dies bei den natürlichen Verhältnissen entweder nur in den oberen oder nur in den unteren Lagen der Fall ist, 2. aber beobachten wir im Furesee nicht den spiegelbildlichen Verlauf des Kalkes und der Kohlensäure wie beim Versuch. Statt dessen sieht man, daß die Kohlensäure der unteren Schichten in der Stagnationsperiode sehr stark zunimmt.

Als eine Möglichkeit für die Erklärung der Schichtung in dem angegebenen Sinne giebt Brönsted an, daß die in den oberen Schichten ausgeschiedenen Kalkpartikelchen wieder gelöst werden und so die Kalkkonzentration der unteren Lagen vergrößern. Das kann aber für die Jahre 1906/07 nur für die Monate Mitte Juni bis Anfang August zutreffen, denn in diesem Zeitraum sinkt tatsächlich die Kalkkurve der oberen Lagen. Es wird da also Kalk ausgeschieden. Von Anfang August bis Anfang November steigt aber sowohl im Jahre 1906 als auch 1908 die Kalkkurve der oberen Lagen. Trotzdem ist eine Schichtung des Kalkes vorhanden und der Kohlensäuregehalt ist mindestens bis Mitte Oktober noch recht hoch. Wir müssen also annehmen, daß von Anfang August bis Ende September die Schichtung nicht durch die Kohlensäure der unteren Wasserpartien bedingt ist. Es kommt in dieser Zeit wohl nur der Einfluß des höheren spezifischen Gewichtes, welches die oberen konzentrierteren Schichten gegenüber den unteren haben, in Frage, so wie wir es bei den Versuchen kennenlernten. Im November tritt dann auch die Umkehr ein, indem die unteren Lagen die niedere, die oberen Partien aber die höhere Konzentration erhalten (vgl. vor allem die Kurve von 1908). So sehen wir, daß wir durch die Ergebnisse, welche die Versuche zeitigten, einige Hinweise auf die Entstehung der Kalkschichtung des Furesees erhalten. Natürlich verlaufen die Vorgänge in der Natur nicht genau so wie im Laboratorium, doch unterstützen die Versuche den Einblick in diese.

Brönsted gibt noch an, daß der Kalküberschuß in den unteren Teilen des Furesees vielleicht auch auf die lösende Tätigkeit des Bodenwassers gegenüber dem kalkhaltigen Schlamm zurückgeführt werden könne. Auch diese Möglichkeit habe ich durch einen Versuch geprüft.

In einen Kolben brachte ich kalkhaltigen Warnowschlamm (12,2 g, die 24 Stunden im Filter gesessen hatten). Dieser wurde mit 400 ccm destilliertem Wasser bedeckt. Durch die Bohrung des Kautschukstopfens steckte ich ein Glasrohr, welches bis an den Schlamm reichte:

Tabelle 35

Temperatur	CO_2-Gehalt	CO_3 Gehalt	O-Gehalt	Zeit des Stehenlassens	
10°	1,716	—	0,77		(Vers. 96)
10°	0,88	1,14	0,87	7 Tage	
10°	0,88	1,32	0,83	18 »	

Der Versuch zeigt, daß das Wasser in der Lage ist, Kalk aus dem Schlamm aufzunehmen. Somit können wir den Faktor, welchen Brönsted mit Vorbehalt für den größeren Kalkgehalt in den unteren Schichten des Furesees mitverantwortlich machen wollte, als mitwirkend bei dieser Erscheinung betrachten.

Die unterseeischen Quellen, welche Brönsted als letzte rein chemische Möglichkeit anführt, sind nicht nachgewiesen, könnten aber, falls ihre Konzentration größer als die des Sees ist, einen Überschuß an Salz hervorrufen.

Es kommen aber in den oberen Lagen auch kalkvermindernde Tiere und Pflanzen in Betracht.

Beim Sildemower See haben wir Zuflüsse von Bedeutung, ebenso unterirdische Quellen auszuschalten. Auch fällt der Gesichtspunkt fort, daß ausgeschiedener Kalk der oberen Partien durch die Kohlensäure der unteren Lagen wieder gelöst würde, wodurch natürlich der Kalkgehalt in diesen erhöht werden müßte. Dies ist wenigstens in den Monaten Mai (Ende) und Juni 1924 ausgeschlossen, denn in dieser Zeit war selbst in den oberen Lagen der Kohlensäuregehalt ein derartig hoher, daß der Index CO_3/CO_2 hinter der zur Ausscheidung nötigen Zahl zurückblieb. Ich verweise auf die Ausführungen S. 775 ff. Wohl aber kommt die Auflösung des in dem Schlamm vorhandenen Kalkes in Betracht. Ich möchte allerdings bezweifeln, ob allein dadurch eine Schichtung entstehen könnte, welche, wie im Furesee, viele Meter ausmacht. Denn die durch die Auflösung des im Schlamm steckenden Kalkes hergestellte Lösung muß wegen ihrer verhältnismäßig hohen Konzentration auch gegenüber den nur wenig über ihr befindlichen Wasserschicht spezifisch schwerer als diese sein und kann nicht in die Höhe steigen. Es müßten mithin nur die alleruntersten Lagen einen hohen Kalkgehalt aufweisen.

Im Sildemower See fällt auch der Einfluß der Kalk absondernden Pflanzen in Wegfall, denn es fehlen z. B. die für diesen Prozeß so wichtigen Charen vollständig. Was endlich die Kalk benötigenden Tiere wie etwa die Schnecken anbelangt, so waren diese in dem Untersuchungsjahr 1924 in lebendem Zustande fast überhaupt nicht vorhanden. Eine Unmasse von leeren weißen Gehäusen kam beim Dredgen zum Vorschein, aber bewohnt waren nur ganz wenige, und zwar fand ich solche nur Ende Mai, später überhaupt nicht mehr.

Trotzdem nun hier fast alle Faktoren, welche eine Schichtung des Kalkes im Furesee vielleicht hervorbringen könnten, im Sildemower See wegfallen (es kommt höchstens die auflösende Tätigkeit der Kohlensäure gegenüber dem Schlammkalk in Betracht), so haben wir doch im Mai und Juni eine deutliche Schichtung. Ich möchte hierfür wie beim Furesee die Temperaturverhältnisse innerhalb des Sees verantwortlich machen, wenn auch meine Untersuchungen am Sildemower Teich noch nicht abgeschlossen sind. Wir beobachten, daß mit der im Frühjahr eintretenden Divergenz der Temperaturkurven, welche sich auf die unteren und oberen Wasserpartien beziehen, tatsächlich auch eine solche der Kalkkurven eintritt. Es fragt sich nur, ob hier die Temperatur direkt oder indirekt (wie beim Sauerstoff oder bei der Kohlensäure) wirkt. Eine indirekte Einwirkung kommt beim Sildemower Teich nur für den Prozeß in Frage, bei welchem durch die freie Kohlensäure am Grunde Kalk aus dem Schlamm herausgelöst wird. Dieser Prozeß wird natürlich wie jeder chemische Vorgang durch erhöhte Temperatur gefördert. Doch ist wohl die Auflösung, wie ich weiter oben ausführte, nur ganz untergeordnet für die Kalkschichtung verantwortlich zu machen. Es bleibt vielmehr nur eine direkte Einwirkung der Temperatur übrig.

Diese bewirkt aber, wie wir bei den Versuchen (Erwärmung einer größeren Wassersäule von oben) sahen, keine permanent gleichbleibende Schichtung des Kalkes, und wenn wir die CO_3-Werte in den verschiedenen Lagen des Furesees in den einzelnen Monaten ansehen, so zeigt sich sehr häufig keine kontinuierliche Zunahme der Konzentration nach unten, sondern niedrigere Zahlen schieben sich dort ein, wo höhere sein sollten und umgekehrt. Dasselbe beobachten wir bei der Durchsicht der Kalkwerte, wie sie sich in der Tabelle 23 zeigen, welche sich auf den Torfstich bei Rostock beziehen. Aber auch im Sildemower See stellen sich solche Unregelmäßigkeiten ein. Es handelt sich also weder bei dem Furesee noch bei dem Rostocker Torfstich noch beim Sildemower Teich um eine permanente Schichtung in dem Sinne, daß bei Eintritt der Stratifikation eine gleichmäßige Kalkzunahme von oben nach unten während der ganzen Stagnationszeit vorhanden wäre.

Wir haben wie bei den Versuchen anzunehmen, daß bei Eintritt der wärmeren Jahreszeit durch Verdunstung in den allerobersten Lagen eine Konzentrationszunahme des Kalkes eintritt, wodurch das spezifische Gewicht in denselben erhöht wird. Dadurch wird ein Absinken bewirkt und dieses ruft wiederum ein Aufsteigen der weniger konzentrierten Wassermassen hervor. Bei der Entstehung der Kalkschichtung ist aber auch, worauf ich wiederholt hinwies, die Auflösung des Kalkes durch die Kohlensäure in den tieferen Schichten zu berücksichtigen.

Gehen wir nun zu der Schichtung der Kohlensäure im Sildemower See über. Da ist nun bemerkenswert, daß am 15. V. 24. und auch schon im April der Kohlensäuregehalt an der Oberfläche = 0 war, während er in der untersten 2 m-Schicht 6,292 mg in 100 ccm betrug. Doch schon am 26. Mai hatte sich das Bild derart geändert, daß an der Oberfläche die Kohlensäure auf 2,95 und in 2 m Tiefe gar auf 7,92 mg gestiegen war. Dann nahm sie an der Oberfläche weiter zu, in 2 m Tiefe

aber ab. In der betreffenden Zeit (15. V. bis 19. VI. 24.) hatte sich die Temperatur des Sees stark erhöht, denn sie war in 2 m Tiefe von 10,8 auf 16 Grad gestiegen. Eine Schichtung ist während der ganzen Zeit sehr deutlich.

Die Kohlensäure des Sildemower Sees hängt nicht mit derjenigen der Luft zusammen, denn sonst dürfte der Gehalt des Oberflächenwassers nicht zu gewissen kühleren Zeiten = 0 sein. Der Kohlensäuregehalt ist vielmehr auf die Verwesungsprozesse innerhalb des Schlammes zurückzuführen, wie dies auch Brönsted für den Furesee, wo sich ähnliche Verhältnisse wie bei uns zeigen, annimmt. Durch w. o. besprochene, von mir ausgeführte Versuche habe ich diese Annahme bestätigen können. Birge und Juday[1]) geben als Massen, welche in Kohlensäure verwandelt werden an: Die Vegetation der Umgebung eines Sees, diejenige seines Ufers und das abgestorbene Plankton.

Gerade am Sildemower See stehen sehr große Mengen von organischen Stoffen zur Kohlensäureproduktion zur Verfügung, denn erstens ist das Randgebiet vermoort und zweitens ist der Seeboden mit einer dicken Modderschicht bedekt.

Wenn im Frühjahr der Schlamm etwas erwärmt wird, setzt das Leben der Mikroorganismen in demselben ein. Diese zersetzen die organischen Massen und liefern eine große Menge Kohlensäure, welche sich in den unteren Wasserschichten anreichert. So haben wir den Beginn der Schichtung. Ist die Temperatur der unteren Lagen noch verhältnismäßig niedrig, so werden größere Quanten des Gases absorbiert werden können. Steigt aber die Temperatur, so gibt das Wasser wieder überschüssige Kohlensäure ab, welche nun in die oberen Partien steigt. Hierdurch wird einem Gleichgewichtszustand zugestrebt, der aber wegen der Überproduktion in den Schlammpartien nicht erreicht wird.

Es fällt nun auf, daß an den Tagen, welche recht sonnig und fast oder ganz windstill waren (26. V. und 19. VI. 24.), der Kohlensäuregehalt der Oberfläche bedeutender als derjenige der 1 m-Schicht war, während an dem bewölkten und ziemlich stark windigen 3. Juni die Kohlensäure der Oberfläche einen geringeren Wert als der unteren Lagen besaß. Ich möchte vermuten, daß hier jener Vorgang im Spiele ist, den wir bei der Erwärmung des kohlensäurehaltigen Rostocker Leitungswassers von oben kennenlernten.

Da trat ja auch eine Zunahme der Säure ein, welcher allerdings später eine Abnahme folgte. Da auf diese Erscheinung bisher noch nicht geachtet worden ist, so möchte ich die Aufmerksamkeit darauf lenken.

Wesentlich anders verhält sich der kleine 0,80 m tiefe Torfstich bei Rostock (vgl. Tabelle 23). Auf dessen Boden lagert kein eigentlicher Schlamm, sondern Torf. Dieser liefert viel weniger Kohlensäure als der kolloidale Sapropelit des Sildemower Sees. Hier ist von einer Schichtung der Kohlensäure viel weniger die Rede als beim Sildemower See. Diese

[1]) The Inland Lakes of Wiskonsin. The dissolves Gases of the Water and their biol. Signif. Wiskons. Geol. a. nat. Hist. Survey. 22. Bd. 1911.

nimmt von Ende April bis Anfang Juni ständig ab. Es dürfte sich dabei vor allem um gewöhnliche Evasion, welche durch Temperaturerhöhung hervorgerufen wird, handeln, denn, wenn die Pflanzen einen wesentlichen Anteil an dem Kohlensäureschwund hätten, müßte der Sauerstoff merklich zunehmen, was aber nicht der Fall ist.

Hiermit kommen wir zur Besprechung des Sauerstoffs im Sildemower See. Dieser hat noch am 15. Mai 24 den Wert von 0,317 mg in 100 ccm an der Oberfläche, doch geht er sehr rasch zurück, indem bereits am 26. Mai nur noch 0,13 mg vorhanden sind. Diese Zahl wird bis zum 19. VI. 24 beibehalten. Nun tritt bereits am 15. Mai eine deutliche Schichtung ein, denn in 2 m Tiefe haben wir am 15. V. 0,23, am 26. V. 0,0 mg Sauerstoff. Erst am 19. VI. ändern sich die Verhältnisse, denn da ist ein Sauerstoffwert von 0,14 am Grunde zu beobachten, eine Zahl, welche derjenigen der Oberflächenschicht genau entspricht. Es ist also hier die Schichtung verschwunden.

Vergleichen wir hiermit die entsprechenden Kohlensäurezahlen, so verhalten sich diese umgekehrt wie die Sauerstoffzahlen. Es sind dies ganz ähnliche Verhältnisse, wie sie Brönsted im Furesee fand. Nur kommt es dort nicht sobald wie bei uns zu einem Ausgleich des Sauerstoffs in den einzelnen Schichten. Dies hängt sicher mit den verschiedenen Tiefenverhältnissen des dänischen und mecklenburgischen Sees zusammen.

Die Entstehung der Sauerstoffschichtung ist auf die Bildung der Kohlensäure zurückzuführen, wenigstens im Anfangsstadium. Nun haben aber meine Versuche gezeigt, daß auch die letztere sich weiter bildet, ohne daß der Sauerstoff abnimmt. Es muß also auch Kohlensäure auf rein anaeroben Wege entstehen. Dies ist sicher auch beim Sildemower See der Fall, denn die Sauerstoffabnahme entspricht nicht quantitativ der Kohlensäurezunahme wie ich dies bei der Besprechung der entsprechenden Versuche ausgeführt habe. Das geht ja auch daraus hervor, daß am 26. V. 24 der Sauerstoffgehalt der Bodenschicht = 0 war und so auch bis zum 3. VI. blieb und trotzdem nahm die Kohlensäure in derselben Zeit noch zu. Ich kann mich also nicht Brönsted anschließen, welcher die Kohlensäure in ein direktes quantitatives Verhältnis zum Sauerstoff setzt. Wenigstens trifft dies für den Sildemower Teich nicht zu.

Es sei hier noch erwähnt, daß Thienemann[1]) bei den Eifler Maaren enge Beziehungen zwischen der Sauerstoffabnahme in der Tiefe und der Menge des Bodenschlamms und andrerseits solche zwischen dieser und der Menge der Uferpflanzen gefunden hat, wobei die vertikale Verteilung des Phytoplanktons noch eine besondere Rolle spielt.

Es ist nun noch die Frage aufzuwerfen, warum im Sildemower See nach einiger Zeit der Sauerstoffleere in den Bodenschichten wiederum Sauerstoff festgestellt werden konnte. Zu gleicher Zeit nahm die Kohlensäure in denselben Lagen ab. Ich kann mir nur denken, daß das Phytoplankton daran schuld ist, welches Kohlensäure in Sauerstoff um-

[1]) a. a. O.

wandelt. Welcher Art dasselbe ist, entzieht sich meiner Kenntnis, auf jeden Fall muß es um jene Zeit, in welcher der Sauerstoff in den Bodenschichten wieder zu- und die Kohlensäure abnahm, zugewandert, bzw. in Funktion getreten sein.

Was nun die übrigen Gase, also Schwefelwasserstoff und Ammoniak anbelangt, so wurden diese nur qualitativ bestimmt. Der erstere konnte meist schon am Geruch erkannt werden, wurde aber auch durch Bleicarbonat festgestellt. Als Reagens auf Ammoniak wurde Millon's Lösung verwandt.

Schwefelwasserstoff zeigt sicher auch eine Schichtung, indem in den unteren Lagen sehr viel von diesem Gas auftrat in gewissen Zeiten und zwar in der Mitte des Sees. Hier konnte sehr viel H_2S bis zum 3. VI. 24 nachgewiesen werden, verschwand aber später. Auffallenderweise fiel dieser Schwund mit dem Wiederauftreten des Sauerstoffs in den Bodenschichten zusammen. Ich vermute, daß der wahrscheinlich auf physiologischem Wege gebildete Sauerstoff mit Hilfe von Bakterien oder ohne dieselben den Schwefelwasserstoff zu Schwefel oxydierte, ein Prozeß, bei dem Wasser entsteht.

Auch das Ammoniak zeigt Schichtung und ist in der Mitte in den verschiedenen Lagen nachgewiesen worden, und zwar stets in den oberen Lagen in geringeren Mengen als in den unteren (Boden-) Schichten.

Haben wir bisher vor allem die Verhältnisse, wie sie sich uns in den mittleren Teilen des Sees darbieten, berücksichtigt, so wollen wir jetzt sehen, ob sich irgendwelche Unterschiede bei Betrachtung der Randpartien ergeben. Am 26. Mai 24 zeigte sich bezüglich der Temperatur des 5 m vor dem Ostrand gelegenen Wassers ein solcher nicht. An diesem Tage war es fast windstill. Ganz anders gestalteten sich die Dinge am 3. Juni 24. An diesem Tage herrschte ein starker Nordost. Da zeigte sich nun eine ähnliche Erscheinung, wie sie durch Windwirkung in größeren Seen beobachtet wurde. Auf der Westseite, wohin also der Wind wehte, hatte das Wasser genau dieselbe Temperatur wie in der Mitte des Sees, und zwar sowohl auf der Oberfläche als auch in 0,80 m Tiefe (Normaltiefe am Rand). Die Ostseite hingegen, welche durch das Ufer und hohes Erlengebüsch vor dem Wind geschützt ist, zeigte niedrigere Wärmegrade an der Oberfläche und in 0,80 m Tiefe.

Tabelle 36

Temperatur	Tiefe	
17,3°	0 m	Mitte
17,0°	1,00 »	
16,8°	0 »	Ostseite, 5 m vom Ufer
15,5°	0,80 »	
17,3°	0 »	Westseite, 5 m vom Ufer
17,0°	0,80 »	

Die durch den Wind erzeugte Strömung treibt also das warme Wasser der Mittelpartien nach dem Westufer, dort das Wasser erwärmend.

Bezüglich des Kalkgehaltes konnten wesentliche Unterschiede an den Randgebieten gegenüber den Mittelpartien nicht konstatiert werden, doch war dies bei dem Sauerstoff und bei der Kohlensäure möglich. Es

bestehen aber die Unterschiede nicht darin, daß kleine Differenzen in den Vergleichstiefen vorkommen, welche nicht gut kontrollierbar sind, ich möchte vielmehr hervorheben, daß wir in den Bodenschichten nicht dieselben Kohlensäuremengen im Rand- und Zentralgebiet haben. Dies wäre doch eigentlich zu erwarten, denn die Entstehung der Kohlensäure geht a priori an allen Stellen des Sees auf dieselbe Ursache zurück. Es müßte also direkt über dem Schlamm überall dieselbe Kohlensäuremenge auftreten. Da dem aber nicht so ist, so müssen besondere Faktoren im Spiel sein.

Zunächst wird man natürlich an den Einfluß der Pflanzen denken, doch fehlen solche submerser Natur, welche vor allem in Frage kommen, bis auf *Nuphar*, ganz, wenn man von dem untergeordneten Vorkommen von Algen absieht. Auch müßten in dem gegebenen Falle ganz andere Sauerstoffzahlen am Rand als in der Mitte herauskommen. Aber nur einmal, nämlich am 3. Juni 24, war dies auf der Ostseite in 0,80 m Tiefe der Fall, wo tatsächlich ein bemerkenswerter Unterschied festgestellt werden konnte (0,23 mg auf der Ostseite, 0,13 mg in der Mitte in 0,80 bzw. 1 m.). Sonst ist der Sauerstoffgehalt in den Vergleichstiefen überall ungefähr derselbe, sinkt aber in den Bodenschichten der Ränder nie auf den 0-Punkt, wie wir dies ja in der Mitte kennenlernten.

Es kommt für die geringeren Kohlensäuremengen in den Bodenschichten der Ränder gegenüber denen der Mitte nicht etwa die am Boden herrschende verschiedene Temperatur in Betracht; diese war im Mai und Juni 24 auf dem Boden des Randes stets höher als in der Mitte. Wir wissen aber durch die Versuche Wollny's, daß die höhere Temperatur günstig auf die Tätigkeit der Mikroorganismen, also auch auf die Kohlensäureproduktion, einwirkt. Es wäre mithin in der Uferregion mehr Kohlensäure als in der Mitte zu erwarten.

Wohl aber könnte die etwas höhere Wärme in den Wasserpartien des Randes in der Weise wirken, daß dadurch die Evasion der Kohlensäure eine größere als in den kälteren Bodenschichten der Mitte wird. Doch möchte ich lieber folgendes annehmen: Lauterborn[1]) macht darauf aufmerksam, daß die Tätigkeit der sapropelischen Mikroorganismen von der Belichtung in dem Sinne abhängig ist, daß ihre Funktion durch Abhalten der Sonnenstrahlen gefördert wird, was beispielsweise durch einen *Lemna*-Rasen geschehen kann. Dieser ist bei unserm See aber nicht vorhanden, wenn auch *Lemna* recht häufig ist. Wohl aber ist das Wasser an den Rändern wegen der hohen, den See umgebenden Erlen dermaßen dunkel, daß die Sonnenstrahlen nicht in ihrer ganzen Intensität durch dasselbe dringen können. So versteht sich, daß an den Rändern das sapropelische Leben und mithin die CO_2-Produktion zurückgedrängt werden muß.

Ferner kommt in Betracht, daß am Ufer Erlen wachsen, welche im Herbst ihre Blätter abwerfen. Diese werden durch den Wind allerdings im See verfrachtet, sinken aber nicht oder nur zum geringsten Teil in

[1]) Die sapropelische Lebewelt. Verh. d. nat.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F. 13. Bd. 2., Heft 1915.

den mittleren Partien unter (was die Schlammanalyse zeigt), sondern sind am Ufer angereichert. Auch die Binsen-, Schilfgewächse werden an den Randpartien abgelagert. Wir haben also hier einen aus Lignin, Zellulose und anderen Kohlehydraten bestehenden Schlamm, zu dem sich dann auch abgestorbene, vor allem aus Eiweis und Fettstoffen bestehende Partikel gesellen. Sie stammen aus dem Plankton. In den zentralen Teilen des Sees nehmen jedoch die zuletzt genannten Stoffe den Hauptanteil an der Zusammensetzung des Schlamms.

Es liefern bei der Vergährung oder Fäulnis die aufgeführten Substanzen Kohlensäure, doch werden die Eiweis- und Fettstoffe viel rascher zersetzt als die Kohlenhydrate oder das Lignin. Hierin dürfte wohl der Hauptgrund für die verschiedenen Kohlensäuremengen in den unteren Wasserpartien der Rand- und Zentralpartien zu suchen sein.

Hiermit hängt wohl auch zusammen, daß der Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser der mittleren Teile sehr stark, in den Randteilen hingegen sehr schwach vertreten ist. Hier kann er auch fehlen. Dasselbe gilt für das Ammoniak.

Um nicht falsch verstanden zu werden, möchte ich hervorheben, daß die Kohlensäuremengen, welche im Wasser vorhanden sind, nicht den wirklich produzierten Qualitäten entsprechen, denn es ist selbstverständlich, daß ein Teil in die Luft entweicht. Wir können aber trotzdem nicht annehmen, daß auf diese Evasion die verhältnismäßig geringen Kohlensäuremengen des Bodenwassers der Randzone gegenüber den mittleren Partien zurückzuführen ist.

Wenn wir nun einen Rubrizierungsversuch bezüglich des Sildemower Sees vornehmen, so ergibt sich das folgende:

Der See gehört zu dem Typus, welcher im Flachland allgemein vertreten sein dürfte. Er wird nicht wie einzelne Maare und Gebirgsseen von hohen Ufern eingefaßt. Diese sind flach und verhältnismäßig breit. Die Uferbank ist stark bewachsen, ebenso der Rand des Sees.

Wollen wir nun den See einem der von Thienemann[1]) unterschiedenen Typen eingliedern, so ist dies nicht ganz einfach. Der genannte Forscher legt den Hauptwert auf die Beziehungen zwischen Temperatur- und Sauerstoffverhältnissen. Er unterscheidet folgende Hauptgruppen[2]):

I. Sprungschicht vorhanden, aber ohne Einfluß auf die O-Kurve. Das Sauerstoffgefälle von der Oberfläche zur Tiefe erfährt im Metalimnion keine Verstärkung.

II. Sprungschicht vorhanden. O-Gehalt des Epilimnions hoch, im Metalimnion plötzlich eine starke Abnahme, Hypolimnion sauerstoffarm oder sauerstofflos. Sauerstoffkurve also mit Knick im Gebiet der Sprungschicht.

A. Sauerstoff, wenn auch evtl. nur in Spuren, bis in die größten Tiefen nachweisbar. Maartypus II, Furesee, Seen der norddeutschen Tiefebene.

---

[1]) Phys. u. chem. Untersuchg. in d. Maaren d. Eifel. Verh. d. nat. Ver. d. Pr. Rheinl. u. Westfalens. 71. Jahrg. 1914.

[2]) Ich zitiere unter enger Anlehnung an Thienemann.

B. In der Tiefe eine mehr oder weniger dicke sauerstoffreie und häufig schwefelwasserstoffhaltige Schicht. Sakrower See bei Potsdam. Viele Seen Wiskonsins.

III. Sprungschicht fehlt. O-Gehalt aller Schichten gleich, oder, wenn nicht ganz gleich, Sauerstoffkurve doch ohne Inflektionspunkt.

A. Der Wind bewirkt Vollzirkulation der ganzen Wassersäule auch im Sommer. Flache Seen Wiskonsins und Deutschland.

B. Die Lage des Seeabflusses bringt die vertikale Durchmischung der Wassermassen im Sommer zustande.

Nach diesem Schema wäre der Sildemower am 15. Mai 24 zu II A zu stellen, denn hier ist der Sauerstoff bis zum Grunde nachweisbar. Am 26. Mai und 3. Juni hingegen gehört der See zu II B, denn da befindet sich am Grunde überhaupt kein O, dafür aber Schwefelwasserstoff. Bis dahin ist eine deutliche Sprungschicht vorhanden.

Am 19. Juni wechselt der See zum dritten Mal seine Stellung im System, denn hier ist der Sauerstoffgehalt aller Schichten ungefähr gleich und der Wind bewirkt Vollzirkulation der ganzen Wassersäule oder beginnt mit dieser Tätigkeit. Wir hätten den See in diesem Stadium in III A einzureihen.

Meine Untersuchungen an einem flachen See haben mithin gezeigt, daß, sobald man nicht nur eine Gelegenheitsuntersuchung vornimmt, sondern den See ständig kontrolliert, eine Einreihung in das System Thienemann's nicht möglich ist. Er pendelt in den einzelnen Etagen desselben herum.

B) Ausscheidung des Kalkes in anderen Körpern

a) Nichtphysiologische Ausscheidung (Adsorption)

Die Adsorptionswirkung vieler Stoffe auf Lösungen ist bekannt. Hier sei nur erwähnt, daß Ehrenberg[1]), auf eine Arbeit von Given hinweisend, die starke Adsorptionswirkung des Tones gegenüber »Calciumbicarbonat« hervorhebt. Ich führe die Abnahme des Kalkgehaltes in bewegtem Carbonatwasser ebenfalls zum größten Teil auf eine derartige Wirkung zurück (s. w. u.).

Bereits Schürmann[2]) hatte am Uracher Wasserfall die Beobachtung gemacht, daß der Kalkgehalt des Wassers von den höher nach den weiter unten gelegenen Stellen eine Abnahme erleidet, welche am Fall selbst am größten ist.

a) Adsorption in stehendem Wasser[3])

Bereits w. o. wurde bemerkt, daß Holz imstande ist, innerhalb 20 Stunden Kohlensäure aus destilliertem und kalkhaltigem Wasser aufzunehmen. Daß diese Erscheinung nicht etwa auf die Evasion der Kohlensäure allein zurückzuführen ist, beweist die Tatsache, daß destillier-

[1]) Die Bodenkolloide. 1922. S. 303.
[2]) a. a. O.
[3]) Ob bei den Adsorptionsvorgängen nicht auch chemische Reaktionen im Spiel sind, soll dahingestellt bleiben.

tes Wasser selbst nach einigem Stehen nichts von seinen 0,44 mg in 100 ccm verliert.

Um nun zu untersuchen, ob von Seiten des Holzes auch eine Adsorptionswirkung auf den Kalkgehalt des Wassers vorhanden ist, habe ich Buchen- und Tannenholzstücke in Rostocker Leitungswasser gebracht und die dazu benötigten Bechergläser mit einem Uhrglas bedeckt (Versuche 73, 74 und 75 a; Diagr. 8):

Tabelle 37

Temp.	CO_2-Gehalt	CO_3-Gehalt	Benutztes Material	Zeit d. Stehenlassens
4,0°	1,452	12,3	Tannenholz	(Versuch 74 a)
8,0°	0,792	12,24	»	6 Tage
9,8°	1,144	11,22	»	9 »
10,0°	1,10	11,46	»	24 »
8,5°	1,232	11,22	»	29 »
4°	1,452	12,3	»	(Versuch 74)
14°	0,88	11,94	»	6 Tage
16°	0,792	11,52	»	9 »
16°	1,32	11,70	»	24 »
3,8°	1,36	12,78	Buchenholz	(Versuch 73)
7,5°	0,79	12,0	»	20 Std.
7,5°	1,23	11,5	»	2 Tage 20 »
8,0°	1,32	11,8	»	4 » 20 »
8,0°	1 32	11,3	»	6 » 20 »

Bei allen Versuchen nimmt der Kalkgehalt mehr oder weniger ab. Da die Versuche diese Tatsache lehren — wir sollten eigentlich wegen der (allerdings geringen) Verdunstung eine Kalkzunahme erwarten —, so müssen wir annehmen, daß die Kalkabnahme mit der Adsorptionstätigkeit des Holzes zusammenhängt. Eine Bestätigung dieser Annahme erhalten wir dadurch, daß nach längerem Eintauchen der Hölzer in destilliertes Wasser, dem etwas verd. Salzsäure zugegeben ist, der Kalk gelöst und durch Ammoniak und Oxalsäure wieder ausgeschieden wird (als Calciumoxalat). Allerdings dürfen wir nicht die ganze Abnahme an Kalk auf die Adsorption desselben durch das Holz zurückführen, denn Versuch 70, bei dem Rostocker Wasser bei 6 Grad lange Zeit im Becherglas stand, verlor innerhalb 40 Tagen 11,8 — 11,4 = 0,4 mg Kalk, welcher sich im Überschuß an den Glaswänden abgesetzt hatte. Bei Versuch 74a (Tab. 37) ging jedoch der Kalkgehalt innerhalb 29 Tagen von 12,3 auf 11,46 mg in 100 ccm (Differenz = 0,84) herunter, so daß bei Vernachlässigung der etwas verschiedenen Zeiten, welche die beiden Versuche beanspruchten, für die Adsorption immer noch 0,48 mg übrigbleiben. Man könnte nun aus der obigen Tabelle folgern, daß bei einer Temperatur unter 10 Grad innerhalb 6 Tagen das Buchenholz mehr Kalk adsorbiert als Tannenholz, doch sind die betreffenden Adsorptionszahlen (0,06 mg CO_3 bei Tannen-, 1,48 mg CO_3 bei Buchenholz) deshalb nicht ohne weiteres vergleichbar, weil ich, da es sich nur um Orientierungsversuche handelt, nicht genau die gleichen Holzmengen bei den verschiedenen Versuchen verwandte.

Auch Schlamm adsorbiert Kalk. Ich ließ abgestandenes Rostocker Leitungswasser 7 Tage in einem Kolben stehen, auf dessen Grund sich

Warnowschlamm befand (300 ccm Wasser, 11 g Schlamm, welcher 24 Stunden im Filtriertrichter gelagert hatte). Dabei verlor das Wasser 12,48 – 10,98 = 1,50 mg CO_3 (in 100 ccm). Die beim Versuch herrschende Wassertemperatur betrug 10 Grad. Ob bei demselben nicht auch Mikroorganismen mitgewirkt haben, muß ich dahingestellt sein lassen.

a") Adsorption in fließendem Wasser

Die Versuche, welche die Adsorption von Kalk in fließendem und in tropfendem Wasser zeigen sollen, sind für das Verständnis der Bachkalk- und Kalktuffbildungen von größter Bedeutung.

Auf eine 4 m lange schiefe Ebene wurden Ziegelsteinstücke und abgestorbene Moosteile (es handelt sich um das tuffbildende *Cratoneuron commutatum*) gelegt, über die ich kalkhaltiges Wasser fließen ließ. Zwischen je zwei Untersuchungen passierte dieses die Ebene 5 mal. Das Gefälle betrug 15 bzw. 30 Grad, die Anfangstemperaturen waren 8,8, 16 und 18 Grad. Die Ergebnisse sind auf der folgenden Tabelle dargestellt.

Tabelle 38

Gefälle	Temperatur	CO_3	CO_3-Verlust	Zurückgelegte Strecke	
15°	8,8°	26,28		0,0 m	4a)
15°	8,8°	26,22	0,06 mg in 100 ccm	20,0 »	
15°	8,0°	26,10	0,12	20,0 »	
15°	8,0°	25,68	0,42	20,0 »	
15°	8,0°	25,20	0,48	20,0 »	
		Gesamtverlust	1,08	Ganze Strecke 80,0 m	
15°	18,0°	26,34			4c)
15°	18–14,5°	26,10	0,24	20 m	
15°	14,0°	25,68	0,12	20 »	
15°	14,8°	24,90	0,78	20 »	
15°	14,5°	24,30	0,60	20 »	
15°	14,5°	23,82	0,48	20 »	
		Gesamtverlust	2,52	Ganze Strecke 100 m	
30°	16°	25,92			4d)
30°	16°	25,02	0,90	20 m	

Es zeigt sich deutlich eine Abhängigkeit der Kalkabnahme von Temperatur und Gefälle. Wie die Versuche lehren, ist ein Teil des Kalkes von den Gegenständen, mit denen die Lösung in Berührung kam, zurückgehalten, adsorbiert worden.

a"') Adsorption in tropfendem Wasser

Die Adsorptionswirkung verschiedener Gegenstände wird uns durch die folgenden Versuche noch klarer.

5 Glastrichter wurden an einem etwa 2 m hohen Stativ übereinander angebracht und bei den einzelnen Versuchen gefüllt, entweder mit getrockneten Herbstblättern oder Ziegelsteinen oder Holz oder Tuffsteinen. Die letzteren entstammen einem Bachbett von Reiselfingen im südlichen Baden. Besonders wurde dann noch entkalkter Seesand unteruntersucht.

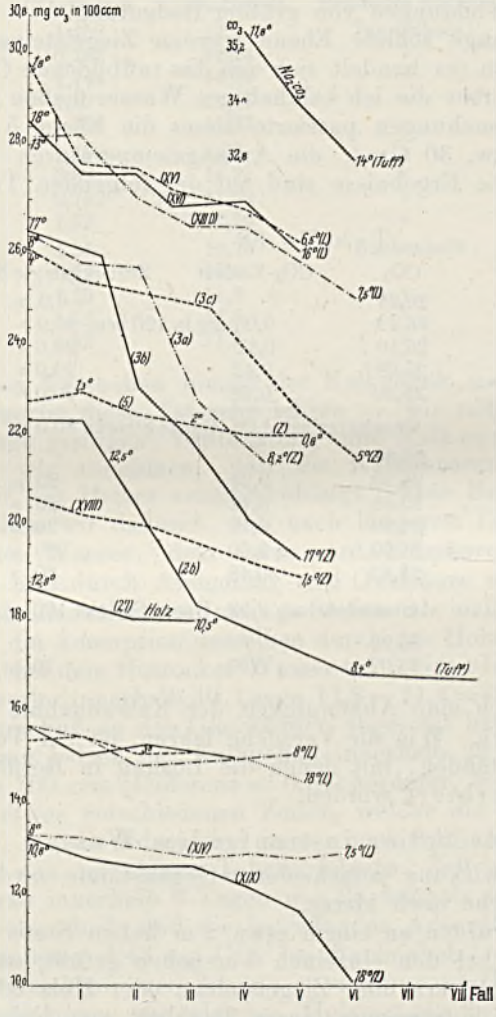
Über die genannten Körper ließ ich aus einer Flasche kalkhaltiges

Wasser von verschiedener Temperatur und Konzentration in gleichen Zeitabständen herabtropfen. Unter dem letzten Trichter befand sich ein Becherglas zum Auffangen der Lösung.

Ein Teil der

Ergebnisse

ist auf Diagr. 13 dargestellt. Auf diesen bedeutet L: Laub, Z: Ziegelsteine. In allen Fällen ist eine Abnahme des Kalkgehaltes festzustellen.



Diagr. 13

Um nun den Einfluß des Materials, der Temperatur und der Konzentration auf den Verlust des Kalkes zu erkennen, mußten diese Faktoren einzeln berücksichtigt werden.

Bevor ich darauf eingehe, möchte ich betonen, daß nicht nur der Kalk der Adsorptionswirkung durch die bei den Versuchen benutzten Gegenstände unterliegt. So verliert eine Sodalösung (mit einem CO_3-Gehalt von 35,58 mg in 100 ccm) 2,82 mg CO_3 nach zweimaligem Passieren des geschilderten mit Ziegelsteinen beschickten Apparats. Durch diesen Versuch wird es klar, daß die Ursache der CO_3-Abnahme nicht auf die Art des benutzten Salzes, sondern auf die Adsorptionswirkung der Ziegelsteine zurückzuführen ist.

Der Einfluß des Materials auf die Adsorption

wird uns durch die folgende Tabelle klar.

Tabelle 39

Material	Temperatur	CO_3-Verlust während des 4-maligen Passierens der 5 Trichter	Ursprungskonzentration
Laub	18°	3,0 mg in 100 ccm	29,0 CO_3 in 100 ccm
Ziegelsteine . . .	17°	5,4 » » » »	26,5 » » » »
Tuffsteine	12,5—8,4°	5,2 » » » »	22,4 » » » »
Holz	12,8°	etwa 0,6 » » » »	18,6 » » » »

Aus der Tabelle geht hervor, daß Holz weitaus am wenigsten, Ziegel- und Tuffsteine am meisten Kalk adsorbieren, während das Laub in der Mitte steht. Besonders ist an dieser Stelle die adsorbierende Wirkung des Kalktuffs hervorzuheben, da dieser in natürlichen fließenden Gewässern eine große Rolle spielt.

Der Einfluß der Temperatur auf die Adsorption

Tabelle 40

Material	Temperatur	CO_3-Verlust während des 4-maligen Passierens der 5 Trichter	Ursprungskonzentration
Ziegelsteine	1,3—0,8°	3,6 mg in 100 ccm	22,8 mg in 100 ccm
»	4—5°	3,6 » » » »	26,0 » » » »
»	8,2°	5,0 » » » »	26,4 » » » »
»	17,0°	7,3 » » » »	26,5 » » » »
Laub	7,5—8°	0,5 » » » »	13,3 » » » »
»	10,8—18°	1,6 » » » »	13,2 » » » »

Bemerkenswert ist, daß bei einer Temperatur von 1,3—0,8 Grad trotz der hohen Ursprungskonzentration von 22,8 mg CO_3 in 100 ccm der Kalkverlust stark herabgedrückt ist, obgleich als Adsorbens die stark wirkenden Ziegelsteine benutzt wurden.

Der Einfluß der Ursprungskonzentration auf die Adsorption

Tabelle 41

Material	Temperatur	CO_3-Verlust während des 4-maligen Passierens der 5 Trichter	Ursprungskonzentration
Laub	11—18°	1,2 mg in 100 ccm	13,2 mg in 100 ccm
»	18°	3,0 » » » »	29,0 » » » »

Aus den Versuchen ergibt sich:

Die Art des benutzten Adsorbens, die Temperatur und die Ursprungskonzentration beeinflussen den Grad der Adsorption in hervorragendem Maße. Die Größe des Kalkverlustes in bewegtem Karbonatwasser ist von diesen Faktoren abhängig. Die Kalkausscheidung in einem solchen ist in erster Linie ein Adsorptionsvorgang und zwar kommt wohl in erster Linie physikalische Adsorption ohne chemischen Einfluß (Austauschadsorption) in Betracht. Es handelt sich kaum um eine gewöhnliche Auskristallisation des Kalkes an irgendwelchen Widerständen. Dagegen spricht vor allem die geringe Konzentration einzelner angewandter Lösungen.

Es erhebt sich nun die Frage, worauf die Adsorption zurückzuführen ist. Alle Stoffe verfügen über mehr oder weniger große Poren, in welche eine Lösung hineingezogen wird (Oberflächenspannung). Sie besteht zum Teil bereits aus Neutralkalk, welcher aus dem Adsorptionskalk durch die beim Fließen oder Tropfen eintretende Bewegung und evtl. erhöhte Temperatur ausgeschieden wird. Wie wir w. o. sahen (S. 751) wird von den benutzten Gegenständen auch die freie Kohlensäure adsorbiert, so daß der vorher eingeleitete Prozeß innerhalb der Poren weiter geht. In diesen wird nun die Konzentration der Neutrallösung bis zur Sättigung gesteigert.

Die Adsorptionswirkung ist so bedeutend, daß nach 5 maligem Passieren der 5 Trichter eine Lösung mit 26,6 mg CO_3 in 100 ccm bei 17 Grad 27,6% an Kalk bei Benutzung eines Ziegelsteinadsorbens verloren hat.

Auch andere Stoffe wirken in der genannten Richtung: Eine 50 ccm-Bürette wurde mit entkalktem Seesand gefüllt, durch den ich eine Carbonatlösung mit 22,38 mg CO_3 filtrieren ließ. Bei einmaligem Durchsickern derselben betrug der Carbonatverlust 1,98 mg in 100 ccm.

Über den Betrag des bei den Adsorptionsversuchen in fester Form ausgeschiedenen Kalkes orientiert die folgende Tabelle. Als Adsorbens wurden Ziegelsteine benutzt.

Tabelle 42

Temperatur	Konzentration der Lösung (CO_3 in 100 ccm)	Zahl des Passierens durch die 5 Trichter	Ausgeschieden
1,8°	30,30 mg	0	0,0
5°	27,9 »	2	1,20
5°	26,34 »	5	3,96

b) Physiologische Kalkausscheidung

b') in stehendem Wasser

In meiner Arbeit über das Steinheimer Becken[1]) mußte ich mich mit der Frage auseinandersetzen, ob submerse Pflanzen imstande sind, aktiv den »doppelkohlensauren« Kalk zu spalten oder nicht. Ich habe dort die verschiedenen Ansichten über diesen Punkt aufgeführt. An

[1]) H. Kläbn, Das Steinheimer Becken, 1. u. 2. Teil. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 74, 1922.

dieser Stelle möchte ich nur hervorheben, daß NATHANSON[1]) im Gegensatz zu ANGELSTEIN[2]) und RUTTNER[3]) eine assimilatorische Sprengung des Bicarbonats leugnet. Der genannte Forscher nimmt an, daß die submersen Pflanzen die in jeder Bicarbonatlösung vorhandene freie Kohlensäure aufnehme. Zur Herstellung des Gleichgewichts muß dann die äquivalente Menge Säure aus dem Bicarbonat in das Wasser übergehen.

Dieser Ansicht gegenüber sind die Untersuchungen RUTTNER's sehr überzeugend. Er weist mit Hilfe der Leitfähigkeitsmethode nach, daß *Elodea canadensis* (wie auch *Myriophyllum verticillatum*, *Potamogeton praelongus* und *Ranunculus paucistamminrus*) »Kalkziumbicarbonat« restlos in Neutralkalk innerhalb ganz kurzer Zeit umwandeln kann. *Elodea* ist mithin an dem Kalkumsetzungsprozeß aktiv beteiligt. Die Bedeutung des dabei erzielten Effektes geht aus den von RUTTNER gegebenen Zahlen hervor. In Lunzer Bachwasser scheiden 100 kg lebende belichtete Triebspitzen von *Elodea* stündlich 218 g Kalk aus; bei einer nur 10 stündigen Bestrahlung ergeben sich über 2 kg täglich.

Es ist natürlich eine Frage für sich, ob sich der ganze Kalküberzug, welcher innerhalb eines Sommers auf bestimmten Wasserpflanzen abgesetzt wird, assimilatorisch bildet. Es kommt da wahrscheinlich noch Adsorptionswirkung hinzu. Es sei in dieser Hinsicht an MOLISCH's Untersuchungen mit *Elodea* erinnert[4]), wonach die Epidermis aus einer Manganchlorürlösung im Licht kolloidale Manganverbindungen adsorbiert, wobei sie sich braun färbt.

Es sei hier noch bemerkt, daß nicht nur *Elodea*, sondern auch Charen, verschiedene andere Algen, *Myriophyllum spicatum*, *Callitriche vernalis*, *Ranunculusformen*, *Potamogeton perfoliatus* und *crispus*, *Sagittaria sagittifolia*, *Hydrocharis morsus ranae*, *Sparganium ramosum* (ganz minimale Mengen) mehr oder weniger bedeutende Kalküberzüge haben. Auch an *Equisetum limosum* beobachtete ich kalkige Ansätze, besonders an den Internodien. Wie weit es sich hier um assimilatorische oder physiologisch adsorptive oder rein chemisch-physikalisch adsorptive Ausscheidungen handelt, muß ich dahingestellt sein lassen.

Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß bei der Kalkausscheidung verschiedener Pflanzen z. B. *Equisetum*, Algen oder gar Bakterien eine Rolle spielen, wie überhaupt jegliche Kalkausscheidung in stehenden Gewässern von verschiedenen Autoren auf die Tätigkeit von Mikropflanzen zurückgeführt wird, wobei in nicht untergeordnetem Maße Mikroalgen in Betracht kommen sollen.

Von der großen Bedeutung, welche diese erlangen können, konnte

---

[1]) Über die Bedingungen der Kohlensäureassimilation in natürlichen Gewässern, insbesondere im Meere. Ber. d. math.-phys. Kl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wissenschaft. Leipzig, 59. Bd., 1907. — Ders. Stoffwechsel d. Pflanzen. 1910.

[2]) Untersuchungen über die Assimilation submerser Wasserpflanzen. Beitr. zur Biologie d. Pflanzen. 1910.

[3]) Das elektrolytische Leitvermögen verdünnter Lösungen unter dem Einfluß submerser Gewächse. I. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien. Math.-natw. Kl., 130. Bd., 1.—3. Heft, 1921.

[4]) Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, 118. Bd., 1909. — CZAPECK, Biochemie der Pflanzen, Bd. 1, 1913.

ich mich durch einen Versuch überzeugen. In einen Standzylinder brachte ich Rostocker Leitungswasser, welches ich offen stehen ließ. Schon nach 14 Tagen beobachtete ich an der Oberfläche einen feinen Überzug von bräunlicher Farbe und zugleich die Bildung von Sauerstoffblasen. U. d. M. zeigte sich neben einer Unzahl von Diatomeen eine Ansammlung von Algenzellen. Nach $1^1/_2$ Monaten hatte sich ein kalkiges Sediment am Boden abgesetzt, welches durch Eisen etwas bräunlich gefärbt war. Es bestand aus bereits abgestorbenem organischen Material und noch grünlichen Zellen. Es hatte sich innerhalb ganz kurzer Zeit ein organogener Kalkschlamm gebildet; denn bei den kleinen weißen Partikelchen, welche in die organische Masse eingewoben waren, handelt es sich um einen Absatz von Kalk.

Der Versuch verlief folgendermaßen:

Tabelle 44

Temperatur	CO_2-Gehalt	CO_3-Gehalt	Dauer d. Versuche	
10,5°	1,32 mg	12,24 mg		
12,2°	0,924 »	12,24 »	8 Tage	
15,8°	0,000 »	9,30 »	22 »	Juni, Juli,
18,5°	0,22 »	8,22 »	30 »	Anfang August 1924.
19,3°	0,572 »	8,1 »	42 »	
20,0°	0,008 »	6,48 »	69 »	

Bemerkenswert ist auch, daß bereits nach 22 Tagen der gesamte Kohlensäuregehalt aufgezehrt war, welcher dann wieder etwas zunahm und schließlich auf ein Minimum reduziert wurde. Wahrscheinlich ist die folgende Zunahme auf irgendwelche Bakterien zurückzuführen.

Ein anderer Versuch wurde wie der obige angesetzt (am 11. Juli 1924) bei einer Wassertemperatur von 15 Grad. Der Kalkgehalt betrug 12,6 mg CO_3 in 100 ccm, der CO_2-Gehalt 1,32 mg. Es spielten sich dieselben Vorgänge wie oben ab. Am 20. Oktober desselben Jahres, also nach Ablauf eines Vierteljahres, war die Kohlensäure total verschwunden und CO_3 im Wasser auf 3,72 mg in 100 ccm heruntergegangen. Es hatte sich während eines fünfwöchentlichen Aufenthaltes auf dem bräunlichen Sediment eine kleine Kolonie von hellgrünen Algen angesammelt, über deren Art und Funktion ich aber nichts weiß, da ich diese Pflanzen nicht genügend kenne.

Ich führe die Versuche weiter fort und zwar in der Weise, daß ich von Zeit zu Zeit das entkalkte Wasser durch kalkhaltiges ersetze. Es wird sich dann auf die zuerst gebildete Schicht eine zweite aufsetzen u. sf., wodurch eine Schichtung entstehen muß. Auf ähnliche Weise sollen Schneckengehäuse zonar inkrustiert werden, wodurch die Entstehung jener Ooide nachgeahmt wird, wie sie unter dem Namen der »Schneckelisteine« aus der Bodenseegegend von Schmidle (»Schneckelisande[1]) beschrieben wurden. Mit ihrer Entstehung auf organischem Wege hat sich besonders Honsell[2]) befaßt und die Zonen der inkrus-

[1]) Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet. N. J. f. Min. usw. 1910, 2. Bd.

[2]) Der Bodensee. 1879.

tierten Steinchen als Jahresringe aufgefaßt (bei SCHMIDLE weitere Literatur). SOMMERMEIER[1]) beschreibt solche Sachen aus diluvialem Eifeltuff, ich selbst aus Tuff des Wutachgebietes, wo die »Ooide« stellenweise recht beträchtliche Größen annehmen können[2]). Auch BURGER[3]) kennt solche Gebilde (»Pisolithe«) aus schwäbischen Bachkalken. Im Obermiocän von Engelswies kommen sie in großen Mengen vor. Bei der Untersuchung des dortigen Kalklagers[4]) war ich der Ansicht, daß die »Ooide« durch rhytmische Ausfällung entstanden seien, stehe jetzt aber, nachdem ich zahlreiche Süßwasservorkommnisse untersucht habe, auf dem Standpunkt, daß auch hier organische Ooide verliegen, welche ihre Entstehung Algen verdanken. In einer jüngst erschienenen Arbeit äußern sich KOLKWITZ und KOLBE[5]) ebenfalls in dieser Richtung.

Daß auch schalentragende Tiere wie die Mollusken entkalkend auf das Wasser einwirken müssen, wurde in der Literatur schon öfters betont, konnte aber nicht experimentell von mir begründet werden, weil man den Versuchstieren immer Futter reichen muß, welches natürlich unter Umständen auch entkalkend wirken kann.

b") in fließendem Wasser

Bei den in und an fließenden Wässern wachsenden Pflanzen ist die Frage, ob sie sich physiologisch an der Umwandlung des Adsorptionskalkes in Neutralkalk beteiligen, schwer zu beantworten. Es liegen hierüber m. W. keine Untersuchungen vor.

Die floristische Zusammensetzung ist in fließenden Carbonatwässern eine etwas andere als bei den stehenden. Von kalkabsondernden Formen kommen dort besonders Moose in Betracht, welche nicht unter, sondern nur teilweise im Wasser leben. Die oberen Pflanzenpartien ragen bei ihnen über die Wasseroberfläche hinaus. Man könnte sie im Gegensatz zu den rein submersen Pflanzen als halbsubmers bezeichnen. Hierzu gehört vor allem das typische Tuffmoos *Cratoneuron commutatum*. Dieses steht nun in gewisser Beziehung zwischen zwei Extremen, welche ebenfalls an allen Tuffstellen gefunden werden. Das eine braucht verhältnismäßig wenig Wasser und kann deshalb auch auf den nicht direkt vom Wasser überrieselten Tuffen fortkommen: *Marchantia polymorpha;* das andere Extrem ist vollkommen submers. Vertreter desselben sind Cyanophyceen und Vaucherien.

Eine Umsetzung des Adsorptionskalkes in Neutralkalk auf assimilatorischem Wege haben wir sicher bei einzelnen submersen Formen wie *Vaucheria* oder einzelnen Cyanophyceen anzunehmen. Diese sind vollkommen von Kalk inkrustiert. Bringt man sie in ein Gefäß mit Carbonatwasser und fügt einen Tropfen Phenolphtalein hinzu, so tritt sehr

[1]) Neue Ooide. Z. d. D. G. G. 1914.
[2]) Die Petrogenese der Kalktuffe usw. Geol. Arch. 1924.
[3]) Über schwäbische Kalktuffe, insbesondere des Eschaztales. Diss. Tübingen. 1911.
[4]) H. KLÄHN, Über einige säugerführende Vorkommnisse der Molasse Badens. N. J. f. Min. usw. 1922.
[5]) Zur Kenntnis der Kalktuffbildung durch Grünalgen. Ber. d. deutsch. bot. Ges. 41, Bd. 1923.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

bald eine leichte Violettfärbung an den Pflanzen ein, und zwar an den Stellen, die nicht inkrustiert sind. Es muß also dort ein Teil des Adsorptionskalkes in Neutralkalk übergegangen sein.

Sehr interessant und für unser Problem wichtig sind neuere Untersuchungen von Kolkwitz und Kolbe[1]), welche die Absonderung von Kalk durch Grünalgen zeigen und sich mit der Enstehung eines *Vaucheria*-tuffes, bei der *Vaucheria de Baryana* vor allem mitwirkt, beschäftigen.

Etwas anders liegt die Sache bei *Cratoneuron commutatum*. Die alkalische Reaktion setzt selbst nach vielen Tagen und bei reichlicher Sonnenbeleuchtung nicht ein. Wohl bildet sich eine weißliche wolkige Trübung, die ich zu Anfang für ausgefällten Neutralkalk hielt. Doch handelt es sich um Protozoen und Bakterien, welche übrigens auch Ruttner (a. a. O.) bei einem mit *Elodea* angesetzten Versuch nach Ablauf von 8 Tagen beobachtete.

Daß aber auch hier die freie Kohlensäure und vielleicht ein Teil der Kohlensäure des Adsorptionskalkes von den Moosteilchen aufgenommen wird, beweist der folgende Versuch: Ich brachte einige *Cratoneuron*spitzen in Carbonatwasser mit einem CO_3-Gehalt von 14,46 mg in 100 ccm, das sich in einem fest zugekorkten Gläschen befand. Dieses wurde dem Einfluß des Sonnenlichtes während 5 Tagen ausgesetzt. Ein kleiner Tropfen $^1/_{10}$ n Soda färbte die Lösung, welcher vorher ein Tropfen Phenolphtalein zugegeben worden war, sofort violett. Wahrscheinlich wäre die Färbung auch schon früher eingetreten, doch habe ich in der Zwischenzeit keine Untersuchung angesetzt.

Danach greift wohl auch *Cratoneuron* aktiv in den Tuffbildungsprozeß ein. Doch beschränkt sich die assimilatorische Tätigkeit nur auf die Periode der Bildung des ersten Kalkpanzers. Bei dem Prozeß der totalen Inkrustation tritt die Adsorption in den Vordergrund (vgl. w. u.).

Mit Marchantien habe ich derartige Untersuchungen noch nicht durchgeführt.

Nach den obigen Ausführungen ist die Ansicht Schürmann's[2]) über die assimilatorische Beteiligung der Moose an dem Kalkausscheidungsprozeß zu modifizieren. Denn er gibt an, daß sich die Tätigkeit derselben am Uracher Wasserfall im wesentlichen darauf beschränke, daß sie die »Durchlüftung und Verdunstung unterstützen und das Gerüst für den sich abscheidenden Kalk bilden«.

c) Ausscheidung des Kalkes durch katalytische Wirkung?

Brönsted macht a. a. O. darauf aufmerksam, daß sich der Kalk in Seen durch die katalytische Wirkung der durch die Pflanzen gebildeten Kalkkristalle ausscheiden könne.

Um diese Frage zu prüfen, habe ich fein gepulverten Kalkspat in Rostocker Leitungswasser gebracht. Dabei nahm selbst nach tagelangem Stehen der Kalkgehalt des Wassers nicht ab, so daß also die katalytische

---

[1]) Zur Kenntnis der Kalktuffbildung durch Grünalgen. Ber. d. deutsch. bot. Ges. 41, Bd. 1923.

[2]) a. a. O.

Wirkung des kristallinen Kalkes auf die Ausscheidung des im Wasser gelösten Kalkes nicht in Frage kommen dürfte. Es ist dies auch verständlich, da, wie ich S. 731 anführe, der kristalline Kalk selbst in destilliertem Wasser löslich ist.

d) Die Bildung kolloidalen Kalkes unter der Einwirkung organischer Stoffe

Wie man in ZSIGMONDY's Kolloidchemie nachlesen kann, wurde kolloidaler Kalk verschiedentlich hergestellt, allerdings unter Zuhilfenahme von Alkohol. Nach VAN BEMMELEN[1]) können Humussubstanzen den Kalk kolloid in Lösung halten. Ich habe solchen kolloid ausgeschiedenen Kalk auf der Oberfläche von Marchantien an einem Kalkbach bei Reiselfingen im Wutachtal beobachtet[2]). Derselbe zeichnet sich durch seine porzellanige Struktur aus und hat sich offenbar nach dem Absterben der betreffenden Pflanzen unter der Einwirkung der organischen Verwesungsstoffe gebildet. Es ist dies eine Bestätigung der Vermutung EHRENBERG's[3]), welcher, auf Untersuchungen REICHARD's[4]) fußend, schreibt: »So wird die Vorstellung, daß sich in der Natur kolloidales Kalkciumcarbonat unter dem »Schutz« von Humusstoffen zu bilden vermag, doch immerhin zu beachten sein«.

Ob aber diese Vorgänge auch bei der Entstehung des Seekalkes in Frage kommen, ist nicht leicht zu entscheiden. Auf jeden Fall geht EHRENBERG zu weit, wenn er meint: »Man wird vermutlich nicht weitgehend irren, wenn man in ihm (gemeint ist der Alm, den EHRENBERG mit dem Wiesenkalk identifiziert) dann eine durch erhebliche Mengen von Humusschutzkolloiden bedingte Ausscheidung kolloider Kalksalze sieht«. Ich habe verschiedene in dieser Richtung gehende Versuche angestellt. Wenn man in das kalkhaltige Warnowwasser Schlamm bringt, so verteilt sich dieser in der Flüssigkeit und es dauert mehr oder weniger lange, bis er sich auf dem Boden abgesetzt hat. Während dieser Zeit verliert das Wasser einen Teil seines Kalkes. So wurde in einem Falle Wasser, welches etwa 14 Tage gestanden hatte, mit entkalktem Warnowschlamm behandelt. Es besaß eine Konzentration von 12,24 mg CO_3 in 100 ccm, nach 8 Tagen aber nur noch 10,5 mg, worauf die Konzentration nicht herunterging. In einem anderen Versuch wurde Warnowwasser mit einer Konzentration von 13,92 mg CO_3 mit nicht entkalktem Warnowschlamm versetzt. Nach 3 Tagen konnten nur noch 12,54, nach weiteren 9 Tagen 12,18 mg konstatiert werden. Dann war kein Rückgang des Kalkgehaltes festzustellen. Man könnte in den geschilderten Fällen an eine kolloidale Ausscheidung des Kalkes unter dem Schutze der kolloidalen organischen Massen denken, es kann aber hier gewöhnliche Adsorption vorliegen, wie ich dies auch annehmen möchte.

In EHRENBERG's Sinne scheint auf den ersten Blick der folgende

---

[1]) Z. f. anorg. Ch. Bd. 22, 1900.
[2]) Die Petrogenese der Kalktuffe nebst einigen sich daraus ergebenden geologischen Problemen. Geol. Archiv 1924.
[3]) Die Bodenkolloide, 4. Auflage. 1922.
[4]) Kolloid-Zeitschr. Bd. 18, 1916.

Versuch zu verlaufen: In Rostocker Leitungswasser brachte ich einige Stückchen Buchenholz, wobei zu Anfang Kohlensäure und Kalk adsorbiert wurden (vgl. S. 750). Es machte sich aber nach kurzer Zeit die Erscheinung bemerkbar, daß bei der verhältnismäßig niedrigen Kalkkonzentration, wie sie dem Rostocker Leitungswasser eigen ist, und bei einem relativ hohen Kohlensäuregehalt eine Trübung eintrat. Diese hat durchaus kolloidalen Charakter. Die Lösung sieht aus wie verdünnte Milch, die feine Suspension ist in der ganzen Flüssigkeit verteilt, welche opak glänzt. Die Trübe geht zum Teil durch ein Filter hindurch, was erst nach einigem Stehen besser wird. Eine ganz ähnliche Erscheinung beobachtet man auch, wenn man den Versuch mit destilliertem Wasser anstellt, allerdings tritt in diesem Falle die Trübung erst etwas später als bei Rostocker Leitungswasser auf. Gerade die letzte Tatsache beweist aber, daß es sich bei der Trübe nicht um kolloidalen Kalk handeln kann, welcher aus dem Wasser (im ersten Versuch: Rostocker Leitungswasser) stammt. Behandelt man die Suspension mit Salzsäure, so tritt keine Auflösung ein.

Hiermit fällt aber auch die Möglichkeit weg, daß etwa Verbindungen zwischen der aus dem Holz stammenden Gerbsäure mit Ca vorliegen, welche die Trübung verursachen, denn auch diese lösen sich in HCl. Dieser Verdacht liegt natürlich nahe, denn bringt man Rostocker Leitungswasser mit Gerbsäure zusammen, so bildet sich sehr bald ein suspensionsartiger Niederschlag eines gerbsauren Kalksalzes, welches in HCl löslich ist. Mit destilliertem Wasser tritt aber der Niederschlag nicht auf.

Untersucht man die oben erwähnte Suspension, so zeigt sich, daß sie aus kleinen glasklaren Partikelchen besteht, was auch für die Suspension im destilliertem Wasser gilt (daneben sind auch kleine organische Teilchen im Rostocker Leitungswasser zu beachten). Was es mit diesen hellen Körperchen für eine Bewandnis hat, weiß ich nicht, da ich die Versuche nicht weiter verfolgt habe. Es geht aber immerhin aus ihnen hervor, daß das Holz den Kalk des kalkhaltigen Wassers nicht zur kolloidalen Ausscheidung bringt. Es wirkt nur adsorptiv, wie ich dies w. o. zeigte.

Die Ausscheidung des Kalkes in natürlichen Gewässern.

Im folgenden soll das Problem der Kalkausscheidung in natürlichen Gewässern besprochen werden. Da dieselbe in stehenden Wässern anders als in stark fließenden vor sich geht, so werden beide Fälle gesondert behandelt.

a) Kalkausscheidung in stehenden Gewässern

In vielen Seen ist der Schlamm kalkhaltig, in anderen nicht oder nur wenig. Brönsted hat derartige Schlamme aus verschiedenen Seen untersucht und fand keine Beziehung zwischen dem Kalkgehalt des Wassers und des Schlamms. Wohl aber konnte er eine solche zwischen dem Kalkgehalt des letzteren und dem Vorkommen von Algen feststellen. Wo diese fehlen, geht der Kalk im Schlamm auf ein Minimum zurück.

Wir fragen nun: Ist eine Kalkausscheidung in einem See mit kalkhaltigem Wasser auf rein chemischem Wege überhaupt möglich?

Diese Frage ist auch von BRÖNSTED für die Verhältnisse im Furesee diskutiert worden. Er bezieht sich dabei auf die von SCHLÖSING[1]) angestellten Versuche über Lösung des Kalkes bei verschiedenen Kohlensäuretensionen. In den oberen Wasserschichten ist diese oft so gering, daß eine Kalkausscheidung während eines großen Teiles des Jahres stattfinden könnte, doch wird von Mitte Juni bis September die Kohlensäurespannung in den unteren Lagen so hoch, daß die in den oberen Schichten ausgeschiedenen Kalkmengen wieder gelöst werden, worauf BRÖNSTED besonders aufmerksam macht. HUMMEL[2]) beobachtete am Bodensee, daß der Kalkschlamm der tieferen Seepartien kalkärmer als zu erwarten sei, was er auf dieselbe Weise wie der dänische Forscher motiviert.

Dieser kommt bezüglich des Furesees zu dem Schluß, daß eine chemische Ausscheidung reichlich in der Zirkulationsperiode (Oktober-April) und im Anfang der Stagnationsperiode (Mai) vor sich gehe. Von Juni bis Oktober könne hingegen eine Kalkabsetzung wegen der hohen Kohlensäurespannung am Boden nicht möglich sein. Ich möchte aber annehmen, daß eine Kalkausscheidung am Furesee im Jahre 1908/09 von Mitte März bis Ende Mai stattfand. Da haben wir erstens die sehr niedrige Kohlensäurespannung in den oberen und unteren Schichten und zweitens beweist dies der deutliche Kalkkurvenknick nach unten Mitte März bis Anfang Mai. Ob allerdings in dieser Kalkabnahme nicht physiologische Faktoren im Spiele sind, kann ich nicht beurteilen. Im Falle Furesee ist also ein Entscheid, ob rein chemisch eine Ausscheidung des Kalkes eintritt, nicht ganz einwandfrei zu beantworten.

Überhaupt unmöglich wird die Beantwortung der Frage, wenn bei Untersuchungen von Seen nur der Kalk-, aber nicht der entsprechende Kohlensäuregehalt angegeben ist.

Ich führe als Beispiel eine ältere Untersuchung BAUER's und VOGEL's[3]) über die Wässer des Bodensees an. Leider geben die Autoren nicht das Datum ihrer Untersuchungen und die Temperaturen an, doch scheinen die Beobachtungen, so weit sie für uns in Betracht kommen, im Hochsommer gemacht worden zu sein, da eine Schichtung des Kohlensäuregehaltes zu konstatieren ist. Während dieser an der uns interessierenden Stelle in verschiedenen Tiefen festgestellt wurde, haben die genannten Autoren den Kalk nur aus der Oberflächenschicht bestimmt:

	CO_2	CO_3
Wasser aus dem Bodensee zwischen Fischbach und Utwyl, tiefste Stelle; Oberflächenwasser	3,86	5,22 mg in 100 ccm
an demselben Ort, 100 m unter dem Spiegel	4,15	
an demselben Ort, 5 m vom Grund, also aus einer Tiefe von 247 m	7,99	

[1]) a. a. O.
[2]) Über Sedimentbildung im Bodensee. Geol. Arch. II, 1; 1923.
[3]) H. BAUER und H. VOGEL, Mitteilung über die Untersuchung von Wässern und Grundproben aus dem Bodensee. Jahresh. Württemberg, 48. Jahrg. 1892.

An der Oberfläche der tiefsten Stelle des Bodensees zwischen Utwyl und Fischbach ist eine chemische Ausscheidung des Kalkes unmöglich, da der Index CO_3/CO_2 nur 1,35 beträgt.

Im Anschluß an die Untersuchungen Seligo's[1]) an westpreußischen Seewässern hat auch Willer[2]) solche an ostpreußischen Seen angestellt. Leider geben beide Autoren nur den Kalk-, aber nicht den Kohlensäuregehalt an. Die Kalkkonzentration am Wuchsnigsee entspricht derjenigen im Fure- und Bodensee. Sie beträgt in der O-Schicht 5,58 mg CO_3 in 100 ccm und steigt auf 6,84 mg in 64 m Tiefe. Die Untersuchung wurde am 30. Juli 1921 ausgeführt. Ob in diesem See eine chemische Ausscheidung des Kalkes möglich ist, richtet sich ganz nach dem vorhandenen Kohlensäuregehalt, welcher aber, wie gesagt, nicht angegeben ist.

Ich führe diese Beispiele hier nur an, um zu zeigen, wie wichtig eine Angabe des Kohlensäure- und Kalkgehaltes ist. Einseitige Untersuchungen sind für die Förderung des vorliegenden Problems zwecklos.

Um der Frage näher zu kommen, ob eine chemische Ausscheidung des Kalkes in nicht übernormal konzentrierten Kalkwässern möglich ist, habe ich einige Versuche angestellt. In einem Becherglas ließ ich das kohlensäure- und kalkhaltige Rostocker Leitungswasser längere Zeit bei verschiedenen Temperaturen stehen: bei 6 und bei 15 Grad. Die Gläser waren lose bedeckt. Die Kohlensäure nahm bis zum Verschwinden ab, ein Zeichen, daß ein Gleichgewichtszustand mit der Kohlensäure der Luft nicht vorhanden war. Bis zur vollkommenen Evasion dauerte es bei dem Wasser mit 15 Grad 27, bei dem Wasser mit 6 Grad hingegen 57 Tage (vgl. Tabelle 11 S. 746). Die Kalkkonzentration nahm nun bei dem wärmeren und kälteren Wasser zuerst etwas ab, dann aber stark zu, was natürlich mit der Verdunstung zusammenhängt. Die Abnahme war bei dem wärmeren Wasser eine größere als bei dem kälteren und hängt mit dem Verschwinden der Kohlensäure zusammen, wodurch etwas Kalk ausgeschieden wurde. Nun ist das Merkwürdige, daß der Kalk im Wasser von 15 Grad nach dem Schwund der Kohlensäure stark zunimmt: es fällt also kein Kalk aus. Dies ist aber bei dem kälteren Wasser der Fall. Bei dem wärmeren Wasser ist dies nicht verwunderlich, denn die Kohlensäure hatte, wenn auch nur minimal, wieder zugenommen, während sie bei dem kälteren Wasser = 0 blieb.

Es ist nun für uns von Wichtigkeit, daß eine bemerkenswerte Ausscheidung bei 15 Grad innerhalb 27 Tage noch nicht einsetzte, und daß eine solche bei 6 Grad erst nach Ablauf von 57 Tagen erfolgte. Da der erste Versuch nicht zu Ende geführt wurde, so nehme ich an, daß in der Zeit zwischen 27 und 57 Tagen der Kalk bei 15 Grad ausgeschieden wird.

Die Temperatur spielt also bei der Ausscheidung eine nicht zu

---

[1]) Jahrb. d. pr. L.-A. 1920, 1622.

[2]) A. Willer, Die Carbonathärte einiger ostpreußischer Gewässer. Geol. Arch. I, 6. 1923.

unterschätzende Rolle. Bei niederen Temperaturen als 6 Grad wird die Zeit bis zur Ausscheidung eine noch viel längere als bei 6 Grad sein. Hieraus müssen wir aber folgern, daß, wenn wir die Temperatur allein berücksichtigen, eine chemische Bildung von festem Kalk innerhalb der Wintermonate, in denen ja die Kohlensäurezufuhr durch verwesende Stoffe wegfällt, kaum in Frage kommt.

Wir haben aber durch Versuche (vgl. S. 748) die Wichtigkeit des Schüttelns kennengelernt. Diese Rolle übernimmt in der Natur der Wind. Doch habe ich auch darauf aufmerksam gemacht, daß sich dessen Wirksamkeit gegenüber der Kohlensäureevasion auf die oberen Schichten beschränkt. Deshalb haben wir in tieferen Seen eine durch die Wasserbewegung bedingte Kalkausscheidung abzulehnen, doch wird dieser Faktor bei seichteren Seen von Bedeutung sein. Hierbei ist vorausgesetzt, daß die Temperaturverhältnisse nicht zu früh eine neue Kohlensäurezufuhr hervorrufen, wodurch ein Absetzen des wenigen ausgeschiedenen Kalkes verhindert wurde. Ich glaube deshalb an eine rein chemische Ausscheidung des Kalkes in dem tiefen Furesee nicht, zumal der Kalkgehalt ein doch recht niedriger ist. Dazu kommt noch, daß die Temperaturen während des Winters und Frühlings sehr tief liegen. Sowie aber höhere Temperaturen, namentlich in den unteren Lagen auftreten, setzt auch schon die Verwesung ein, Kohlensäure wird gebildet und läßt den Absatz des Kalkes nicht zu.

Nun ist natürlich auch der Kalkgehalt des Wassers bei der Lösung des Problems zu berücksichtigen, denn aus Wasser mit höherem Kalkgehalt kann sich bei einer höheren Kohlensäurekonzentration eher Kalk ausscheiden als aus Wasser mit weniger Kalk bei niederer CO_2-Konzentration. In dieser Beziehung liegen nun die Verhältnisse im Furesee noch weit ungünstiger als bei den oben erwähnten Versuchen, denn bei diesen besaß das Wasser einen ungefähr doppelt so hohen Kalkgehalt als dies im Furesee der Fall ist. Dabei ist ganz gleichgültig, daß kalkhaltiges Wasser schon bei einer Konzentration von 1,3 mg $CaCO_3$ gesättigt ist. Ist die Konzentration höher, so braucht sich der Kalk bei gewissen CO_2-Mengen nicht auszuscheiden.

Wie liegen nun die Verhältnisse bei einem See mit sehr hohem Kalkgehalt? Einen solchen hat der Sildemower Teich. Die CO_3-Konzentration schwankt zwischen 19,38 und 22,22 mg in 100 ccm. Im Sommer ist selbstredend auch hier eine Ausscheidung wegen der großen Kohlensäurequanten ausgeschlossen. Doch im Frühjahr (15. V. 24) waren diese an der Oberfläche auf 0 gesunken und ich vermute, daß dies etwas früher in den unteren Schichten ebenfalls der Fall war, wenn ich auch da noch keine Untersuchungen vorgenommen hatte. Wenn sich meine Vermutung bestätigen sollte, wozu ich im kommenden Herbst und Winter noch weitere Proben nehmen werde, so ist sicher, daß sich in dem Sildemower See rein chemisch Kalk in der kälteren Zeit ausscheiden kann, aber wohl kaum in größeren Mengen.

Nun widerspricht dem offenbar, daß der Schlamm keine Kalkpartikel aufweist, welche auf chemisch ausgeschiedenen Kalk einwandfrei zurückzuführen sind. Krogh wies darauf hin, daß eine Ablagerung

von Kalk innerhalb längerer Zeit (gemeint ist der durch Pflanzen ausgeschiedene Teil) nicht möglich sei, da die durch die Verwesung der Pflanzen produzierte Kohlensäure denselben wieder auflösen würde. Brönsted glaubt dem widersprechen zu müssen, da nach einer Mitteilung von Johannsen nur die Hälfte der Zellulose in Kohlensäure, die andere Hälfte aber in Methan verwandelt würde. Deshalb könnte nur die Hälfte des Kalkniederschlags wieder gelöst werden. Dagegen ist wohl einzuwenden, daß die Zellulose bei vielen in Frage kommenden, vor allem den kalkabsondernden Pflanzen, gar nicht die Hauptrolle spielt, sondern die Fett- und Eiweißstoffe. Außerdem kommen doch auch noch die unzähligen verwesenden Körper des Plankton und der sapropelischen Lebewelt hinzu, welche den Kohlensäuregehalt des Wassers und des Schlamms ganz gewaltig erhöhen.

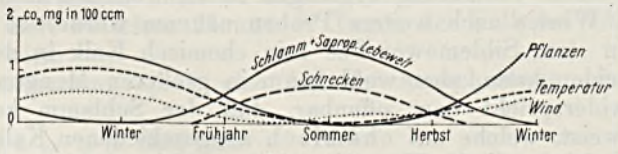
Gerade die letzteren sind wohl die Hauptproduzenten der enormen Kohlensäuremengen, welche ich während meiner Frühlings- und Sommeruntersuchungen im Sildemower Teich feststellen konnte; sie genügen sicher, um die geringen, während der kohlensäurefreien Zeit ausgeschiedenen Kalkmengen wieder in Lösung zu bringen. Deshalb ist ja der Schlamm so arm an Kalk, wenn man von den Gehäusen der Mollusken absieht. Es ist auch auffallend, daß in dem oben erwähnten Rostocker Arm der Warnow (s. S. 760), der Schlamm des Sommers 1923 ziemlich reich an Kalk war, während ich im März 1924 nur ganz wenig Kalk nachweisen konnte. Und hier findet durch die Pflanzen eine reichliche Ausscheidung während der wärmeren Zeit statt. So hatte das Wasser am 5. April 1923 einen Kalkgehalt von 12,72, am 20. Juli desselben Jahres aber nur noch 1,32 mg CO_3 in 100 ccm innerhalb des Pflanzenrasens bei Sonnenbeleuchtung! Es wäre also sehr wichtig, in solchen Seen, bei denen eine chemische Ausscheidung des Kalkes angenommen werden kann, den Schlamm zu verschiedenen Jahreszeiten zu untersuchen.

Wollen wir die Faktoren, welche die chemische Kalkausscheidung begünstigen oder zu verhindern suchen, tabellarisch wiedergeben, so erhalten wir das folgende Bild:

Kalkausscheidung

A) Begünstigt durch CO_2-Verlust hervorgerufen durch Pflanzenassimilation, Evasion, abhängig von Temperatur, Wind	B) Verhindert durch CO_2-Ueberschuß hervorgerufen durch Verwesung, Assimilation der Tiere, abhängig von Temperatur

Danach ergibt sich das folgende schematische Diagr. 14 für die Kohlensäureverhältnisse, aus dem man ohne weiteres die zu bestimmten



Diagr. 14

Zeiten obwaltenden, für die Kalkausscheidung günstigen oder ungünstigen Momente ablesen kann; hierbei sind die einzelnen Schichten des Wassers nicht berücksichtigt.

Aus dem Gesagten ergiebt sich, daß auf rein chemischem Wege unter Umständen etwas Kalk ausgeschieden werden kann, der aber durch die Verwesungskohlensäure wieder gelöst wird, sodaß es also nicht zur Ablagerung von chemisch ausgeschiedenem Kalk kommt. Dies wäre nur dann möglich, wenn in einem langen sehr trockenen Winter der Grundwasserspiegel stark sinken würde, wodurch die Konzentration des Seewassers stiege. Allerdings dürfte dieser Fall verhältnismäßig selten sein, denn in der Regel steigt das Grundwasser gerade in den Wintermonaten, wie dies die von GEINITZ[1]) wiedergegebenen Kurven zeigen, welche sich auf die Grundwasseruntersuchungen Mecklenburgs beziehen.

Es fragt sich nun, unter welchen Umständen die mächtigen Wiesenkalkablagerungen an den Rändern der Seen entstanden sind. Dafür werden die durch submerse Pflanzen ausgeschiedenen Kalkmengen verantwortlich gemacht. Damit nun diese nicht wieder von der Verwesungskohlensäure aufgelöst werden, muß dafür gesorgt sein, daß sich vor der Ansiedelung der kalkspaltenden Pflanzen nicht zu viel Schlamm ansammelt. Wir finden aber nicht selten innerhalb der Torfablagerungen kalkige Partien, welche nach den obigen Auseinandersetzungen eigentlich garnicht entstehen könnten. Ich habe selber die Entstehung einer solchen Kalkablagerung beobachten können. Am Westufer des Zierker Sees bei Neustrelitz in Mecklenburg, den wir später noch kennen lernen werden, befindet sich ein weit ausgedehnter Torfbruch. Etwa 200 m vom Ufer des Sees fand ich im Sommer 1923 in einer Vertiefung desselben eine Ansammlung von stark inkrustierten abgestorbenen Charenpflanzen. Diese müssen gewachsen sein, als sich in der (bei der Beobachtung trocknen) Delle Wasser befunden hatte. Daß eine spätere Wiederauflösung des Kalkes nicht eintrat, hängt damit zusammen, daß durch die Trockenlegung, welche vielleicht mit einer Senkung des Grundwasserstandes des Sees zusammenhängt, die Bildung von Kohlensäure verhindert wurde. (Die Charen lassen sich durch verdünnte Essigsäure freilegen und haben z. T. ihre grüne Farbe bewahrt.)

Der genannte Fall spricht übrigens dafür, daß bei der Diffusion des Wassers vom See her nicht aller Kalk von den torfigen Substanzen adsorbiert wurde. Durch eine solche Adsorption[2]) will RUTTNER das Auftreten einer Sphagnumflora auf schwimmenden Wiesen im kalkreichen Obersee bei Lunz erklären.

Bevor ich auf die Beziehungen zwischen Seekreide und Torf eingehe, halte ich es für angebracht, die folgenden Ausführungen zu geben: Es ist für die Bildung der großen Seekalklager von Bedeutung, daß diese stets über Sanden oder kiesigen Sanden beginnen. Man vergleiche

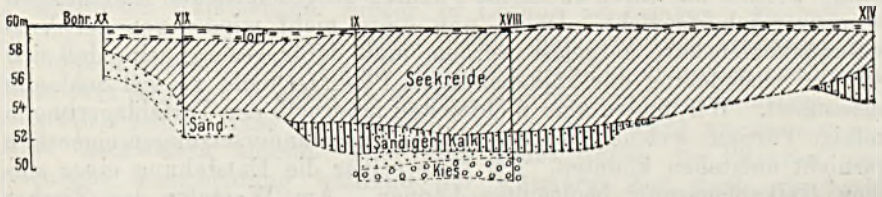
[1]) Geologie Mecklenburgs, Tafel 4. Dort weitere Literatur.

[2]) Das elektrol. Leitvermögen verdünnter Lösungen unter dem Einflusse verdünnter Lösungen. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-natw. Kl., Sitz.-Ber. 130, Bd. 1—3, Heft 1921.

in dieser Hinsicht die Profile durch das Rederang- und Moorseebecken im Müritzgebiet[1]) und diejenigen durch den Turloffer See[2]), wo der Wiesenkalk von dem darunter liegenden Feinsand durch Ton getrennt wird. Die Auflagerung auf Sanden und Kiesen zeigte auch eine Anzahl von Bohrungen auf dem Westufer des Zierker Sees.

Ich möchte bemerken, daß ich hier nur einige Beispiele herausgreife. Ich mache aber auf die Arbeiten von Hess v. Wichdorf[3]) und Jentzsch und Michael[4]) aufmerksam. Die dort angegebenen Daten weisen auf Verhältnisse hin, welche denen der mecklenburgischen Wiesenkalklager fast genau entsprechen. In der vorliegenden Arbeit erwähne ich auch andere Vorkommnisse, doch werden sie nur soweit berücksichtigt, als sie für die geochemischen Erörterungen von Bedeutung sind. In einer anderen Abhandlung habe ich mich mit ihnen vom rein sedimentpetrogenetischen Standpunkt aus eingehend befaßt[5]).

Da sich die Besprechung des Wiesenkalkes am Zierker See gut an dieser Stelle einpaßt, gehe ich kurz auf denselben ein. (Prof. 2.)



Prof. 2

Der Zierker See bei Neustrelitz liegt auf der mecklenburgischen Seenplatte. Seine größte Längsausdehnung beträgt 2850 m, seine größte Breite 1850 m, die mittlere Tiefe etwa 2 m.

Wie der Plauer See und die Müritz ist auch der Zierker See mit einem Teil der umliegenden Seen an die 60-m-Isohypse gebunden (vgl. die Ausmessungen des Plauer See[6]) und der Müritz durch Peltz), d. h. der heutige oder frühere Rand der betreffenden Gewässer reicht oder reichte bis zu der 60-m-Höhenlinie. Zu den Genossen des Zierker Sees gehören auch der Prälanksee (Gr. Prälanksee 95,9 m), der Woblitzsee (36,7 m), die Bürgerseen (Gr. Bürgersee 59,4 m), der flache Trebbower See (57,8 m), der tiefe Trebbower See (57,8 m). In den Zierker See fließen die Gewässer der Prälankseen, des Wittpohl, des Röthsees und

[1]) U. Steusloff, Torf- und Wiesenkalkablagerungen im Rederang- und Moorseebecken. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgeschichte Mecklenburgs. Bd. 59, 1905.

[2]) L. Sommermeier, Die Wiesenkalk- oder Seekreidelager des Turloffer Sees. Arch. d. Freunde d. Naturgeschichte in Mecklenburg. 65. Jahrg., 1911.

[3]) Zur Kenntnis der alluvialen Kalklager in den Mooren Preußens, insbesondere der großen Moorkalklager bei Daber in Pommern. Z. f. prakt. Geol., Jahrg. 16, 1908. Über ein neues ausgedehntes diluviales Kalklager bei Gr.-Drewitz unweit Guben. Z d. d. g. G. Bd. LXIII, 910.

[4]) Über die Kalklager im Diluvium bei Zlottowo in Westpreußen. Dieses Jahrb. Bd. XXIII, 1902.

[5]) Das Steinheimer Becken. Z. d. d. g. G. 1922.

[6]) Arch. d. Freunde d. Naturgeschichte in Mecklenburg. 46. Jahrg. 1892.

der Bürgerseen, während der Zierker See durch den Kammerkanal nach dem Woblitzsee entwässert wird. Innerhalb dieses Seenbereiches erreichen die Hügelhöhen 70 m und wenig darüber. Die das Gelände umrandenden Züge sind aber höher, was vor allem für die östlichen Hügelzüge gilt. So ziehen Höhen von 70 bis 100 m in SO-NW-Richtung nordöstlich der vorhin genannten Hügel auf dem Meßtischblatt Neustrelitz hin. Die Trennungslinie würde ungefähr folgendermaßen verlaufen: Feutschsee-Neustrelitz (Tiergarten)-Fürstensee. In die höhere Tafel ist ebenfalls eine Reihe von Seen eingesenkt, so der Krebssee (70,3 m), der lange See (63,9 m), Zwirnsee (64,2 m) und der große Fürstensee (64,2 m).

Wenn wir nun die Höhen der verschiedenen Hügelzüge mit den Wasserspiegeln der Seen vergleichen, welche in diese eingesenkt sind, so ergiebt sich:

Neustrelitzer Seentafel		Bergrücken NO der Seentafel	
Höhen d. Berge	d. Wassersp.	Höhen d. Berge	d. Wassersp.
60— über 70 m	56,7—59,9 m	70—108 m	64—70,3 m

Es liegt natürlich nahe, diese Höhenunterschiede auf tektonische Bewegungen zurückzuführen, doch fehlen sichere Anhaltspunkte. Allerdings spräche für ein tektonisches Moment, daß einerseits die von Geinitz[1]) in die Karte der Vorkommnisse älteren Gebirges eingezeichnete SO streichende Linie, welche von Golchen über Dobbertin nach Gotthun am Müritzsee zieht und einem Horst entsprechen soll, auf das Neustrelitzer Revier weist, andrerseits geht die Tollensestörung direkt auf Neustrelitz los. Es kommt noch hinzu, daß die diluvialen Sande und Kiese in der Grube südlich des »K« des Wortes »Schloßkoppel« nach dem verlandeten Stück zwischen dem Zierker See und den Bürgerteichen fallen. Ob vielleicht die SO-NW gerichtete Erstreckung des Seekreidebeckens am Westufer des Sees in den »Neustrelitzer Hauswiesen«, denen einige andere Becken parallel zu laufen scheinen, in tektonischer Richtung ausgewertet werden kann, soll dahingestellt bleiben. Es ist auf jeden Fall auffallend, daß die Längsaxe der Wiesenkalklager mit der oben angeführten Trennungslinie Neustrelitzer Seentafel — nordöstlich gelegene Bergrücken denselben Verlauf hat.

Das Neustrelitzer Gebiet liegt nach der Geinitz'schen Karte südlich der nördlichen großen Endmoräne und besteht vorwiegend aus Sand, welcher nach Geinitz durch hervorragenden Geschiebemergel unterbrochen wird[2]). Am Tiergarten bei der Stadt Neustrelitz kommen große Geschiebe heraus, auf den Höhen nordwestlich Zierke liegen auf den Äckern sehr viele und z. T. nicht unbedeutende Gerölle herum, welche womöglich aus weggewaschenem Geschiebemergel stammen.

Das rings um den See gelegene verlandete Gebiet wird auf der Südseite nicht besonders breit, wohl aber auf der Westseite und dem Teil der Nordseite, welcher als »Schindelwiesen« bezeichnet wird. Von Zierke nach Neustrelitz wird der Seesand sehr stark reduziert und ist an der Westseite der Schloßanlagen stark zusammengeschrumpft.

---

[1]) Geologie Mecklenburgs, 1922.
[2]) Geologie Mecklenburgs, S. 111.

Der größte Teil des verlandeten Gebietes wird von Wiesen eingenommen, welche auf humosem oder torfigem Boden liegen. Unter diesem beginnt der Wiesenkalk, welcher früher auf der Südseite und östlich des Wittpol abgebaut wurde. Bohrungen auf der Westseite des Sees wiesen ihn hier in mehr oder weniger großer Mächtigkeit nach. Er soll auch unter den Schindelwiesen liegen, bei dem Dorfe Zierke ist aber keine Spur mehr vorhanden, wenigstens nicht in Reichweite des Handbohrers.

Da das Vorkommen gegenüber anderen Wiesenkalken nichts Besonderes aufweist, so will ich nur einige Profile bringen, aber von der Wiedergabe der Bohrungen absehen, soweit sie nicht chemisch untersucht wurden. Die Profile zeigen einen ähnlichen Untergrund wie am Rederangsee (a. a. O.) und am Turloffersee (a. a. O.). Dieser besteht aus Kiesen und Sanden. Nach oben überwiegen die letzteren. Sie werden immer kalkiger und gehen schließlich in echten Wiesenkalk über (Profil 2). In der Bohrung IX tritt ein deutlicher Wechsel von helleren und dunkleren Partien ein, wie dies auch Sommermeier von den Ablagerungen des Turloffer Sees angiebt.

Ich gebe nun einige Profile und Analysen. Die letzteren wurden z. T. in der landwirtschaftlichen Versuchsanstalt in Rostock, z. T. von mir ausgeführt.

Bohrloch III

Torf	0,00—0,70 m
Heller Kalk . .	0,70—2,00 »

Hierzu: Wenig Pflanzen. Nach Auflösen in HCl: Viele organische, strukturlose, graubraune Substanz. Nicht übermäßig viele Diatomeen. Kein Quarz.

Beim Lösen in HCl: Zuerst Blaßgrünfärbung mit blasigem, weißem Schaum. Nach Kochen findet vollkommene Ausfällung der organischen kolloidalen Massen statt.

Filtrat: weingelb, Rückstand: schwarz.

Analyse

In HCl unlöslich	31,96 %
Davon Asche (bräunlich)	9,03 »
Somit verbrennbare organische Substanz	22,93 »
Feuchtigkeit	42,78 »
Asche	5,42 »
$Fe + Al_2O_3$	1,50 »
CaO	46,97 »
MgO	0,23 »

Heller Kalk . . 2,00—3,00 m

Hierzu: Wenig Pflanzen. Nach Auflösen in HCl: Sehr viele graugrüne, strukturlose, organische Substanz. Nicht sehr viele Diatomeen. Wenig Quarz.

Beim Auflösen in HCl: Schmutziggrüner, blasiger Schaum.

Filtrat: weingelb, Rückstand: gelbgrün bis schwarz. Dieser trocknet sehr schwer.

Analyse

In HCl unlöslich	38,43 %
Davon Asche (weiß mit rosa Stich)	6,62 »
Somit verbrennbare organische Substanz	31,81 »
Feuchtigkeit	33,32 »
Asche	4,65 »
$Fe + Al_2O_3$	1,15 »
CaO	47,68 »
MgO	0,38 »

Hellgrauer Kalk . . 3,00—4,00 m

Hierzu: Keine Pflanzen. Viele Schneckenschalen.

Nach Auflösen in HCl: Viele graubraune, organische, meist strukturlose Substanz. Diatomeen nicht sehr häufig. Sehr wenig Quarz.

Beim Lösen in HCl: Weißer, blasiger Schaum. Beim Kochen findet vollkommene Ausfällung der organischen Massen statt.

Filtrat: braungelb, Rückstand: schwarz.

Analyse

In HCl unlöslich	26,11 %
Davon Asche (bräunlich)	3,59 »
Somit verbrennbare organische Substanz	22,52 »
Feuchtigkeit	31,43 »
Asche	2,29 »
$Al_2O_3 + Fe$	0,45 »
CaO	47,54 »
MgO	0,42 »

Hellgrauer Kalk . . 4,00—5,00 m

Hierzu: Keine Pflanzen, viele Schneckenschalen.

Nach Auflösen in HCl: Viele hellgrüne, strukturlose, organische Substanz. Struktur ganz selten vorhanden. Wenig Diatomeen, wenig Quarz.

Beim Lösen in HCl: Blasiger, weißer Schaum. Beim Kochen vollkommene Ausfällung der organischen Substanz.

Filtrat: braun, Rückstand: schwarz.

Analyse

In HCl unlöslich	18,69 %
Davon Asche (bräunlich)	1,27 »
Somit verbrennbare organische Substanz	17,42 »
Feuchtigkeit	33,21 »
Asche	0,81 »
$Fe + Al_2O_3$	0,73 »
CaO	54,68 »
MgO	0,43 »

Heller, kalkiger Sand . . 5,00—5,70 m

Hierzu: Keine Pflanzen. Nach Auflösung in HCl: Viele organische hellgrüne, strukturlose organische Substanz. Wenig Diatomeen, z. T. zerbrochen. Viel Quarz.

Beim Auflösen in HCl: Blasiger, schmutzig grüner Schaum. Filtrat: weingelb, Rückstand: gelbgrün.

Analyse

In HCl unlöslich	62,61 %
Davon Asche (hellrosa)	48,26 »
Somit verbrennbare organische Substanz	14,35 »
Feuchtigkeit	23,25 »
Asche	45,93 »
$Fe + Al_2O_3$	0,95 »
CaO	26,53 »
MgO	0,46 »

Bohrloch X

Humoser Boden und Torf 0,00—0,60 m
Heller Kalk . . . . . 0,60—1,00 »

Hierzu: Nicht sehr viele Pflanzen, viele Schnecken. Nach Auflösen in HCl: Viele Diatomeen, kein Quarz.

Beim Auflösen in HCl: Viel weißer Schaum. Material schwimmt vorübergehend im Wasser.

Filtrat: hellgelb, Rückstand: schwarz.

Analyse

In HCl unlöslich	7,41 %
Davon Asche (hellgrau mit bräunlichen Flecken)	0,88 »
Somit verbrennbare organische Substanz	6,53 »
Feuchtigkeit	37,36 »
Asche	0,49 »
$Fe + Al_2O_3$	0,12 »
CaO	50,76 »
MgO	0,27 »

Grauweißer Kalk . . 1,00—2,00 m

Hierzu: Nicht sehr viele Pflanzen. Nach Auflösen in HCl: Viele Diatomeen, wenig Quarz.

Beim Auflösen in HCl: Weiße Schaumbildung. Material schwimmt vorübergehend. Starker, anhaltender H_2S-Geruch.

Filtrat: hellgelb, Rückstand: braunschwarz.

Analyse

In HCl unlöslich	8,98 %
Davon Asche (grauweiß, etwas bräunlich)	3,78 »
Somit verbrennbare organische Substanz	5,20 »
Feuchtigkeit	35,13 »
Asche	1,37 »
$Fe + Al_2O_3$	0,32 »
CaO	50,87 »
MgO	0,34 »

Grauweißer Kalk . . 2,00—2,50 m

Hierzu: Viele Pflanzen, viele Diatomeen, kleine Quarze.

Beim Auflösen in HCl: Starker blasiger, grauer Schaum. Schwimmt vorübergehend im Wasser.

Filtrat: dunkelweingelb, Rückstand: braunschwarz.

Analyse

In HCl unlöslich	15,05 %
Davon Asche (grau mit schwarzen Flecken)	5,18 »
Somit verbrennbare organische Substanz	9,87 »
Feuchtigkeit	36,85 »
Asche	3,25 »
$Fe + Al_2O_3$	0,16 »
CaO	49,10 »
MgO	0,57 »

Grauer, schlammiger Sand . . 2,50—3,50 m

Hierzu: Keine Pflanzen, nicht sehr viele Diatomeen. Viel Quarz, keine Gerölle.

Beim Auflösen in HCl: Blasiger, weißer Schaum. Material schwimmt nicht.

Filtrat: hellweingelb, Rückstand: grauer Sand.

Analyse

In HCl unlöslich	94,00
(hauptsächlich Quarz, ganz wenig Organisches)	

Grauer, schlammiger Sand . . 3,50—4,50 m

Hierzu: Keine Pflanzen, keine Diatomeen. Viel Quarz (Körner meist größer als 0,13 mm).

Beim Behandeln mit HCl: Keine Schaumbildung.

Filtrat: sehr hellgelb, Rückstand: weißer, durch organische Substanz etwas dunkel gefärbter Sand.

Analyse

In HCl unlöslich	96,34 %
(hauptsächlich Quarz, ganz wenig Organisches)	

Bohrloch V

Humoser Boden (torfig) . .	0,00—0,50 m
Grauer Kalk	0,50—1,00 »

Hierzu: Viele Pflanzen (meist farblos, selten dunkel). Viele Diatomeen. Beim Lösen in HCl: Kein Geruch nach H_2S. Quarzkörner ziemlich häufig.

Nach Auflösen in HCl: Viel grüne bis graugrüne organische Substanz, z. T. mit Struktur.

Beim Auflösen in HCl: Graugrüner Schaum, Material schwimmt im Wasser.

Filirat: weingelb, Rückstand graugrün.

Analyse

In HCl unlöslich	28,73 %
Asche (weiß)	10,17 »
Somit verbrennbare organische Substanz	18,56 »

Feuchtigkeit	34,69 %
Asche	2,63 »
$Fe + Al_2O_3$	0,18 »
CaO	46,55 »
MgO	0,44 »

Grauer Kalk . . 1,00—2,00 m

Hierzu: Viele Pflanzensubstanz. Sehr viele Diatomeen.

Nach Auflösen in HCl: Sehr viele organische grüne bis graugrüne Substanz, z. T. mit Struktur. Etwas Quarz.

Beim Auflösen in HCl: Blasiger, schmutzig grüner Schaum. Material schwimmt.

Filtrat: weingelb, Rückstand: graugrün.

Analyse

In HCl unlöslich	21,28 %
Asche (weiß)	2,75 »
Somit verbrennbare organische Substanz	18,53 »
Beim Glühen SO_2-Geruch	
Feuchtigkeit	36,25 »
Asche	8,02 »
$Fe + Al_2O_3$	0,06 »
CaO	43,61 »
MgO	0,50 »

Grauer Kalk . . 2,00—2,50 m

Hierzu: Viel Pflanzen. Weniger Diatomeen als in der vorigen Probe.

Nach Auflösen in HCl: Viel organische Substanz. Quarz.

Analyse

In HCl unlöslich	48,80 % (+ etwas Wasser)
Asche (braun, weiß und schwarz, schlackig)	17,39 »
Mithin organische Substanz	31,41 »
Feuchtigkeit	22,21 »
Asche	6,63 »
$Fe + Al_2O_3$	0,42 »
CaO	82,84 »
MgO	0,39 »

Schlammiger Kies . . 2,50—3,00 m

Eine Gesamtanalyse einer nicht näher bezeichneten Probe ergab nach den Untersuchungen des technischen Laboratoriums der deutschen Töpfer- und Ziegeleizeitung:

Organisches + H_2O	11,45 %
Silikate	2,71 »
$CaCO_3$	84,28 »
$MgCO_3$	0,29 »
$CaSO_4$	1,26 »

Die oben genannte Tatsache des Übergangs der Kiese und Sande in Seekreide beweist, daß das stark fließende und Gerölle und Sande absetzende Wasser der durch das abschmelzende Eis gebildeten Flüsse

an Menge verlor und sich nun in einzelnen Becken ansammelte. Es siedelte sich nun sofort an den Rändern eine submerse Flora von kalkspaltenden Pflanzen an, welche im Spätherbst abstarben. Zu gleicher Zeit bildete sich etwas Schlamm (Sapropel), doch war dessen Mächtigkeit zu gering, um so große Kohlensäuremengen im Frühjahr produzieren zu können, daß der physiologisch gebildete Kalk wieder der Auflösung anheimfiel. Es kommt noch hinzu, daß die im Wasser vorhandenen, zur Entstehung der großen Kalklager zur Verfügung stehenden Kalkmengen sehr bedeutender Natur, auf jeden Fall viel bedeutender als heute gewesen sein müssen. So konnte ich im Juni 1923 außerhalb der Pflanzenzone nur 0,9, mehr nach der Mitte des Sees 1,8 mg CO_3 in 100 ccm nachweisen. In einem solchen Wasser hätten niemals die den enormen Seekalkmengen entsprechenden Quanten von Kalk zur Verfügung gestanden. Die RUTTNER'schen Untersuchungen geben ein gutes Bild von der dekalzifizierenden Tätigkeit von *Elodea*. Danach scheiden, wie ich bereits w. o. anführte, 100 kg lebender *Elodea* stündlich 213 g und bei 10-stündiger Sonnenscheindauer täglich mehr als 2 kg Kalk aus. Es muß also bei der Entstehung des Zierker Seekalkes eine verhältnismäßig konzentrierte Lösung vorhanden gewesen sein.

Es muß aber auch nach der sommerlichen Entkalkung für reichliche Neuzufuhr von Kalk gesorgt gewesen sein. Da ist nun bezeichnend, daß die Umgebung von Neustrelitz zum größten Teil aus Sand mit einem mehr oder weniger großen Kalkgehalt besteht. Der Sand wird nach GEINITZ[1]) durch hervorragenden Geschiebemergel unterbrochen. Weiter angegebene Daten sprechen dafür, daß die Umgebung von Zierke früher viel kalkhaltiger als heute gewesen sein muß. Der Kalk wurde nach dem Rückgang der Gletscher zum größten Teil ausgewaschen, wozu wohl die Humidität des Klimas das ihre beigetragen hat. Die gelösten Kalkmengen wurden dem See zugeführt und durch die Tätigkeit der Pflanzen in demselben wieder ausgeschieden.

Der die Pflanzen inkrustierende Kalk mußte aber auf die Tätigkeit der vergährenden Mikroorganismen von nicht zu unterschätzendem Einfluß sein. Die Verwesung ist offenbar recht langsam vor sich gegangen. Hierfür spricht, daß ich in verschiedenen Präparaten aus Tiefen von 0,70 – 1,00 m nach Auflösen des Kalkes und Behandlung der pflanzlichen Reste mit Chlordioxyd Zellulose nachweisen konnte. Dies ist mir in dem kalkfreien (von Schneckenschalen abgesehen) Schlamm des Sildemower Sees nicht gelungen. Hieraus geht aber hervor, daß sich im Frühjahr nur sehr wenig Kohlensäure in der Wiesenkalkentstehungsperiode bildete, daß also der im Sommer abgeschiedene Kalk nicht in wesentlichen Mengen von dem Gase gelöst wurde.

Es geht aus dem Gesagten hervor, daß die Seekalkpetrogenese in erster Linie von einem großen im Wasser gelösten Quantum an Kalk abhängig ist. Es muß aber hinzukommen, daß die Schlammschicht, welche eventuell schon

[1]) Geologie Mecklenburgs. 1922, S. 111.

vor der Ablagerung der ersten Kalkmengen vorhanden war, nicht zu viel CO_2 liefern darf.

Wir wenden uns nun zu denjenigen Profilen, bei denen über Torf eine Kalkschicht folgt, wie dies beispielsweise nach Köhne und vor allem nach den Untersuchungen von Gams[1]) im Münchener Niederterrassenfeld der Fall ist. Bei den Lochhauser Sandbergen liegt über Niederterrassenschotter ein 0,80 m mächtiges Flachmoortorf mit Stämmen, Zapfen und Pollen von *Pinus silvestris*, wozu Sumpfpflanzen wie *Phragmites communis*, Fieberklee und ein Astmoor (*Scorpidium scorpidioides*) kommen. Darüber lagert »mit äußerst scharfer Grenze« typische Seekreide mit der bekannten Schneckenfauna, welche bereits in den untersten Lagen auftritt. In den oberen Partien geht die Seekreide in Alm über.

Daß sich die Seekreide über dem Torf bilden konnte, hängt mit verschiedenen Faktoren zusammen. Zunächst muß natürlich der Wasserstand gestiegen sein nach der Bildung des Torfes, welcher zeitweise über dem Wasser gelegen haben muß. Sodann wird aber die Kohlensäureentwicklung nach der Unterwassersetzung des Torfes eine recht geringe gewesen sein, denn sonst wäre, wie oben auseinandergesetzt wurde, der durch die neu angesiedelten kalkabsondernden Pflanzen ausgeschiedene Kalk wieder gelöst worden. Torf entwickelt nun verhältnismäßig wenig CO_2, wie schon daraus hervorgeht, daß das Wasser der Torfstiche wenig von diesem Gase enthält. Ich verweise da auf meine Untersuchungen des Torfstiches bei Rostock (S. 762). Es ist eben ein großer Unterschied zwischen der Fäulnis solcher Pflanzen, welche vor allem aus Lignin und Zelluluse, und solchen, welche in erster Linie aus Fetten und Eiweisstoffen aufgebaut sind. Die ersteren werden von Bakterien langsamer als die letzteren angegriffen und lassen bei der Spaltung der Zellulose noch Methan und Wasserstoff entstehen. Bei den Fettpflanzen hingegen geht der allergrößte Teil in Kohlensäure über. Im erwähnten Torf der Münchener Umgebung handelt es sich hauptsächlich um Zellulosepflanzen. Würde ein noch nicht vergorener Schlamm mit Fettpflanzen und vielen verfaulenden Resten von Tieren vorliegen, so hätte sich ein richtiger reiner Seekalk nicht bilden können, denn diese organischen Massen liefern sehr viel Kohlensäure.

Zum Schluß möchte ich noch die Schichtung innerhalb der Seekalkablagerungen erwähnen. Während Wesenberg-Lund[2]) in den dänischen Seekalken keine Schichtung fand, gelang dies Steusloff bei seinen Untersuchungen des Rederangsees. Diese tritt in dem »grauen Wiesenkalk«, welcher über dem »weißen« gelegen ist, auf, und zwar in dessen unteren Lagen. Zur Orientierung gebe ich hier die folgende Steusloff'sche Tabelle wieder, welche sich auf einen Wechsel derartiger Schichten bezieht.

---

[1]) H. Gams und R. Nordhagen, Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Geog. Ges. in München. 1923.

[2]) Soekalk, Boennemalm, Soegytje. Meddels. fr. dansk. geol. forening. 1901.

	Schicht	Kalkgehalt
oben	1,5 cm	67,65 %
	1,0 »	57,69 »
	0,5 »	Spuren
	0,5 »	69,32 »
	1,2 »	18,03 »
	0,8 »	Spuren
	2,0 »	71,54 »

Zunächst fällt eine allgemeine Abnahme des Kalkes von unten nach oben auf. PASSARGE[1]) hat ähnliches in den Kalkschlammablagerungen der Lychener Seen konstatiert. Dieser Autor bringt die genannte Erscheinung mit der zunehmenden Verwesung der organischen Substanz, welche in den unteren Schichten weiter vorangeschritten ist als in den oberen, in Zusammenhang. Es soll also auf Kosten der organischen Massen eine Anreicherung des Kalkes stattfinden. Doch dürfte die Abnahme des Kalkes nach oben wohl auch damit zusammenhängen, daß das Gestein, aus welchem der Kalk des Seewassers stammt, allmählich entkalkt wird und ebenso das letztere durch die entkalkende Tätigkeit der Organismen. Dies muß sich in einer Abnahme des Kalkes im Seekalk wiederspiegeln.

Den von PASSARGE und STEUSLOFF beobachteten Tatsachen widerspricht nicht, daß bei vielen Seekalkprofilen eine Kalkzunahme von oben nach unten nicht vorliegt, z. B. bei denen des Turloffer Sees (SOMMERMEIER a. a. O.) und des Zierker Sees. Doch hängt diese Anormalität mit dem in den unteren Schichten auftretenden Sandgehalt zusammen, weshalb sandhaltige Proben (der Sandgehalt nimmt von oben nach unten zu) bei der prozentualen Berechnung der Analysen einen geringeren Prozentsatz von Kalk aufweisen als randarme oder sandfreie. Nach dem Verschwinden des Sandes in etwas höheren Lagen nimmt der Kalk nach oben wie beim Lychener See ab (vgl. Bohrloch III, S. 812).

Um nun auf die oben erwähnte Schichtung zurückzukommen, so führt sie STEUSLOFF auf zwei Faktoren zurück. Erstens soll die physiologische Tätigkeit der kalkabsondernden Pflanzen eine große Rolle spielen. Die intensivste Tätigkeit fällt in die Zeit von Ende Juli bis September. In dieser Zeit sollen sich die kalkreichsten Schichten bilden. Sodann kommt in Betracht, daß sich wegen der starken Abkühlung des Wassers im Winter und der damit in Zusammenhang stehenden Abnahme des Kohlensäuregehaltes weniger Kalk als in den wärmeren Monaten löse. Deshalb soll im Spätherbst der im Sommer gelöste Kalk ausgeschieden werden. Hier würden die kalkreichsten Zonen gebildet werden.

In den Ausführungen STEUSLOFF's bestehen Widersprüche, welche darin liegen, daß auf S. 16 die kalkreichsten Schichten von Ende Juli bis September, S. 17 aber Ende August bis Anfang Oktober sedimentiert werden. Die kalkarmen Zonen sollen nach S. 16 von Oktober bis Mai, S. 17 aber im Mai, Juni und vielleicht bis Anfang Juli entstehen. Zwischen der kalkärmsten und kalkreichsten Schicht bestehe eine ganz scharfe

[1]) a. a. O.

Grenze, die dadurch zustandekommt, daß zwischen November und Mai so gut wie kein Kalk abgeschieden wird. Es macht sich also bei den sonst so interessanten Ausführungen Steusloff's eine große Unsicherheit bemerkbar.

Es ist merkwürdig, daß der 20 cm mächtige »weiße« Wiesenkalk am Hüttengraben (Rederangbecken), wo Steusloff die geschilderten Beobachtungen machte, in »grauen« Wiesenkalk (25 cm) übergeht. Der Farbenwechsel hängt mit der Zunahme der organischen Substanz zusammen. Der letztere geht in kalkhaltigen *Nymphea*-Torf (15 cm), dieser in lockeren Schilftorf (30 cm) über. Den Schluß der Ablagerungen bilden Moostorf (20 cm), lockerer Schilftorf (175 cm), dichter dunkler Torf (50 cm) und schließlich 15 cm Abraum.

Daß auf den weißen ein grauer Wiesenkalk folgt, spricht für eine Entkalkung des damaligen Sees. Organische Massen wurden unter steter Reduktion des Kalkes abgesetzt. Die Entkalkung ging bei der Bildung der Übergangszone rhytmisch vor sich. Greifen wir einen kleinen Sedimentzyklus: kalkarme - kalkreiche - fast kalkfreie Zone heraus. Aus dieser Anfeinanderfolge können wir schließen, daß das betreffende Wasser zuerst kalkarm, dann kalkreich und schließlich kalkfrei war oder aber, daß Wasser von einer bestimmten Kalkkonzentration in wechselnden Mengen Kalk entzogen wurde. Die erste Annahme gründet sich auf der Voraussetzung, daß die dem Wasser selbst zukommende Konzentration eine verschiedene während einer bestimmten Zeit war, während im zweiten Fall durch irgendwelche ausgleichende Faktoren dem Wasser ein und dieselbe Konzentration bewahrt blieb. Die erste Behauptung würde sich darauf stützen, daß zur Entstehung einer kleinen Zonenfolge eine verhältnismäßig kurze Zeit nötig wäre, die zweite Hypothese müßte mit einer längeren Zeitdauer rechnen. Ich glaube mich aber für den ersten Fall entscheiden zu müssen, denn Osvald[1]) berechnet die Sedimentationsgeschwindigkeit der Pediastrumgyttja auf 1,5 mm, diejenige der Croococcusgyttja aber auf 3—4 cm im Jahr. Nipkow[2]) giebt an, daß die Jahresschichtung des Kalkschlammes im Züricher See 1—5 cm beträgt, wobei von anormaler Sendimentation, welche durch Rutschungen der Jahre 1895—98 hervorgerufen wurde, abgesehen wird. Innerhalb eines Jahres kann auch ein Sedimentationszyklus innerhalb des Wiesenkalkes des Rederangbeckens abgelaufen sein. Es wären etwa 2 cm Schlamm gebildet worden. Dies nimmt auch Steusloff an. Ich glaube nun, daß die kalkfreie Schicht im Frühjahr, die kalkarme bis kalkreichere aber im Sommer sedimentiert wurde. Hier werfen die kalkabsondernden Pflanzen den Überschuß des ausgeschiedenen Kalkes ab. Die kalkreiche Schicht hingegen entstand im Herbst, denn da sterben die stark inkrustierten Pflanzen ab und sinken zu Boden.

Die Bildung einer derartigen Schichtenfolge ist aber nur möglich, wenn die Konzentration des kalkhaltigen Wassers eine so niedrige ist,

[1]) Till gyttjornas genetik. Sveriges geolog. Undersöknings. 1922. — Ref. im bot. Zentr. Btt. 1924.

[2]) Vorl. Mitt. üb. Untersuchg. d. Schlammabsatzes im Züricher See. Z. f. Hydrologie. 1920.

daß eine Ausscheidung des Kalkes nur auf physiologischem Wege möglich ist, denn nur auf diese Weise wird eine rhytmische Ausscheidung innerhalb eines Jahres eintreten. Ist die Konzentration aber eine hohe, so wird in den kälteren Monaten eine Absonderung des Kalkes auf chemischen Wege stattfinden, vorausgesetzt, daß der CO_2-Gehalt nicht zu hoch ist.

Auf einen Vergleich dieser Sedimentationszyklen mit denen innerhalb mariner Ablagerungen einzugehen, wie sie von KLÜPFEL[1]) und ARBENZ[2]) beschrieben wurden, würde hier zu weit führen. Dies werde ich an einer anderen Stelle tun.

Mit einer Abnahme der Kalkkonzentration des Wassers, welches den Kalk zur Bildung der Seekreide lieferte, möchte ich ganz allgemein das Auftreten von schwarzen oder grauen Zonen innerhalb des Wiesenkalkes in Verbindung setzen. Solche dunkleren Schichten beobachtet man in den verschiedensten Seekreideprofilen wie z. B. in denjenigen des Turloffer Sees (SOMMERMEIER) oder des Zierker Sees. Sie können recht mächtig werden (1,50—2 m im Turloffer See), weshalb man in diesem Fall nicht annehmen kann, daß es sich um Beziehungen der helleren und dunkleren Schichten zu Jahreszeiten handle.

Sind die dunklen Lagen innerhalb der Seekreide Norddeutschlands als torfige Sapropele ausgebildet wie teilweise in derjenigen des Turloffer Sees, so liegen die Verhältnisse verwickelter. Bei dem Absatz dieser Lagen kann die Kalkkonzentration des Wassers noch verhältnismäßig hoch gewesen sein, doch sank dieses, sodaß sich auf der Seekreide torfiger Sapropel bilden konnte. Später stieg der Wasserspiegel wieder. Solche Schwankungen bringt GEINITZ mit der Litorinasenkung in Verbindung. Durch diese wurde ein Rückstau in solchen Gewässern hervorgerufen, welche mit der See in Verbindung standen[3]). Der genannte Forscher konnte solche Schwankungen am Konventer See bei Doberan[4]) einwandfrei nachweisen, ebenso Stahl[5]) bei Rostock im Warnowgebiet. Auch weiter landeinwärts z. B. im Gebiet des Schweriner Sees sind derartige Spiegelschwankungen in nachneolithischer Zeit zu erkennen[6]).

Die genannten sapropelitisch-torfigen Einlagerungen haben jedoch mit den grauen, oben erwähnten Kalksapropelen nichts zu tun. Jene deuten auf Spiegelsenkung, diese auf Abnahme der Kalkkonzentration des Sees hin.

b) Kalkausscheidung in fließenden Gewässern

In fließenden Gewässern kann die Kalkausscheidung durch zwei Momente hervorgerufen werden. Einmal kann die Kohlensäure durch das Schütteln zum Entweichen gebracht werden, ein Prozess, welcher

[1]) Über d. Sedimente d. Flachsee im lothringer Jura. Geol. Rundschau 1916.
[2]) Probleme d. Sedimentation. Vierteljahr. Schr. d. natf. Ges. Zürich 1919.
[3]) E. GEINITZ, Die großen Schwankungen der norddeutschen Seen. D. Naturwissenschaften Bd. 28, 1913.
[4]) Der Konventer See bei Doberan. Mitt. d. Geol. L.-A. von Mecklenburg, Bd. 9, 1898.
[5]) Neue Aufschlüsse im Warnowalluvium bei Rostock. Arch. d. Freunde d. Naturgesch. Mecklenburgs, Bd. 69, 1915.
[6]) E. GEINITZ, Geologie Mecklenburgs. 1922. S. 147.

durch die Temperatur und den Sättigungsgrad der Luft beeinflußt wird. Dann aber spielen die im Wasser befindlichen Gegenstände eine große Rolle, denn durch sie wird ein großer Teil des im Wasser gelösten Kalkes adsorbiert. Gerade der letzte Vorgang ist von größter Bedeutung, wie wir sehen werden.

Unter dem Einfluß der Verdunstung, wie er bei einem fließenden Gewässer in mehr oder weniger großem Maße besteht, hätten wir eigentlich eine Zunahme der Gesamtkarbonatkonzentration zu erwarten. Doch konnte bereits Schürmann am Uracher Wasserfall, wie ich schon einmal hervorhob, eine Abnahme derselben feststellen. Genau so verhalten sich alle von mir im Wutachgebiet (südliches Baden) untersuchten Karbonatwässer. Eine Erklärung für die Kalkabnahme sind die Ausführungen bei Schürmann nicht. Er führt sie in erster Linie auf die »Durchlüftung« zurück. Mit dieser hängt aber nur die Reduktion des CO_2-Gehaltes, und falls dieses auf O geht (was ich aber nie beobachtete), die Umwandlung des »doppelkohlensauren Kalkes« in Neutralkalk zusammen. Die Moose sollen die Durchlüftung und die Verdunstung unterstützen und als Ansatzstellen für den sich abscheidenden Kalk dienen.

Es soll nun hier der Frage nähergetreten werden, worauf diese Abnahme des CO_3-Gehaltes zurückzuführen ist. Wie meine Laboratoriumsversuche lehren, verliert Karbonatwasser beim Überrieseln der verschiedenartigsten Gegenstände (außer bestimmten Mengen Kohlensäure) einen Teil seines Karbonatgehaltes, was ich auf die Adsorptionswirkung derselben zurückführe. Wie ich dargelegt habe, ist diese von der Art des Adsorbens, der Temperatur und der Konzentration der Lösung abhängig. Fließendes Wasser verliert seinen Karbonatgehalt langsamer als tropfendes. Eine freifallende Lösung nimmt hingegen an Konzentration zu.

Als Adsorbens kommen vor allem Moose und dann Steine, Schneckenhäuser usw. in Betracht. Diese verhalten sich aber gegenüber Kalklösung ganz verschieden.

Wo Algen und Moose in großen Mengen auftreten, können die zwischen den einzelnen Pflanzen liegenden Zwischenräume oder die Epidermis adsorbierend wirken. Im übrigen wird der Kalkansetzungsprozeß darin bestehen, daß die Pflanzen zuerst den Adsorptionskalk in Neutralkalk assimilatorisch verwandeln und sich mit einer dünnen Haut von Kalk umgeben. Hierauf wirkt die letztere adsorbierend, wie dies meine Adsorptionsversuche zeigten. R. Kolkwitz und R. Kolbe[1]) haben durch Kulturversuche mit *Vaucheria de Baryana* eine Abhängigkeit der Kristallbildung von der Lebenstätigkeit der Alge gezeigt und darauf hingewiesen, daß nach dem Absterben der Pflanzen die Absonderung des Kalkes auf physikalisch-chemischem Wege vor sich geht.

Steine, wie dichter Kalkstein und dichter Granit adsorbieren nicht oder nur in geringem Masse, ebenso Schneckenhäuser, weil das Wasser in sie nur schwer eindringt Stellt sich bei ihnen eine Kalkschicht ein,

---

[1]) Zur Kenntnis d. Kalktuffbildg. durch Algen. Ber. d. d. bot. Ges. 1923. — Ref. von Kräusel im N. J. f. Min. usw., 1924, S. 414.

so ist ihre Entstehung auf die Anwesenheit von Pflanzen zurückzuführen.

Es sei an dieser Stelle nochmals betont, daß sich Kalktuff nicht bilden kann, wenn kalkadsorbierende Stoffe fehlen, von denen fast ausschließlich Moose und Algen, namentlich in etwas verkalktem Zustand in Betracht kommen. Diese setzen den Vertuffungsprozeß in erster Linie in Bewegung. Dort, wo sie fehlen, kann eine Travertinbildung überhaupt nicht einsetzen.

Wovon ist aber das Vorkommen der betreffenden Pflanzen abhängig?

1. Daß die Beleuchtung eine große Rolle spielt, ist ohne weiteres klar. Es zeigten mir meine Untersuchungen im Wutachtal die Bedeutung dieses Faktors, indem an den dunklen Stellen trotz günstiger Vertuffungsbedingungen eine solche nicht in der erwarteten Weise eintrat.
2. Viel wichtiger als die Beleuchtung ist aber die Kalkkonzentration des Wassers. Im Wutachtal und seinen Seitentälchen beträgt diese in der Regel zwischen 17 und 18 mg CO_3 in 100 ccm an den Stellen, wo der meiste Kalk abgesetzt wird. Durch Adsorption und rein physiologische Einwirkung kann er während des Weiterfließens des Wassers auf 5 mg herabgehen. Eine derartige Abnahme zeigt der Wasserfall, welcher oberhalb der Einflußstelle des Göschweilerer Bächleins in das Wutachtal gelegen ist. Vor dem Fall ist die Konzentration 13,1 mg. Nach demselben (also unterhalb des Wutachsteges) findet eine Kalkabsonderung kaum statt; die kleinen kalkspaltenden Pflanzen fehlen.
3. Auch eine gewisse Bewegung des Wassers ist von Belang.
4. Die Reinheit des Wassers ist von großer Wichtigkeit, weshalb das klare Quellwasser, wie es die Kalkgebirge des Jura besitzen, für die Kalkpflanzen sehr zuträglich ist, während solches, welches sich erst in einem Weiher sammelt und viele organische Massen enthält, sich für die betreffenden Pflanzen nicht eignet.

Sehr instruktiv bezüglich dieser Punkte sind einige Bäche, welche ich Sommer 1924 untersuchte. Sie liegen im Bereich des Brunshauptener Höhenzuges, welchen Schuh[1]) zum Gegenstand einer tektonischen Untersuchung machte. Es handelt sich um eine nach NO einfallende Scholle, welche aus Eozängesteinen und Diluvialschichten zusammengesetzt ist. Der ganze Komplex senkt sich nach dem NW streichenden Fulgental zu, dessen kleiner Fluß, der Fulgenbach, in die Ostsee fließt. Ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß dieses Tal, welches parallel dem Brunshauptener Höhenzug streicht, einer SO-NW verlaufenden tektonischen Linie entspricht, welche das Gelände des ersteren von dem nordöstlich des Fulgenbaches gelegenen Plateau von Bollhagen trennt. In das Fulgental fließen eine Reihe von Bächen, welche in der Brunshauptener Scholle entspringen. Ihre Richtung ist ungefähr NO, was verständlich ist, da nach Schuh dieselbe in dieser Weise einfällt. Sie gehen paralell zu der zwischen Bastorfer Holm und dem Zimmerberg von Schuh ver-

[1]) Magnetische Messungen im nordwestlichen Mecklenburg. Mitt. d. geol. L.-A. Mecklenb. XXXIV. Heft. 1923. — Geinitz, Geologie Mecklenburgs. 1922.

muteten Störung. (Vgl. auch H. Klähn, Zur Diluvialtektonik Norddeutschlands. Z. Btt. f. Min. usw., 1925.)

Die Bäche haben sich tief in die Diluvialschichten eingefressen, was natürlich mit der Heraushebung des Brunshauptener Höhenzuges zusammenhängt. Zwei Etappen der Bewegung lassen sich festlegen, denn in einem Tälchen konnte ich eine deutliche Terasse auf längere Erstreckung hin verfolgen. Soviel zur allgemeinen Orientierung.

Das Wasser der Bäche entspringt im Geschiebemergel. Stellenweise sammelt es sich in kleinen Seen. Der Kalkgehalt stammt vor allem aus dem Geschiebemergel. Wir betrachten nun den kleinen Bach, welcher bei Jennewitz nördlich Kröpelin entspringt.

Dieser Bach fließt aus einem kleinen See, welcher die Wässer des Geschiebemergels auffängt, aus. Er ist ziemlich verlandet und enthält sehr viele Equiseten, *Typha*, *Alisma plantago* und *Lemna minor*. Das Wasser hat die folgende Zusammensetzung: 2,64 mg CO_2, 13,36 mg CO_3. Sofort nach Verlassen des Sees schneidet sich das Wasser sehr tief ein und hat eine Schlucht gebildet, welche mit Weiden und wildwuchernden *Petasites* bewachsen ist. Von kalkspaltenden Pflanzen findet man nichts. Es ist überhaupt kein Kalk ausgeschieden worden. Das beweist die Untersuchung an einer 500 m unterhalb der Quelle gelegenen Stelle, wo der Bach in den Wald tritt. Während die Kohlensäure auf 1,32 mg heruntergegangen ist, hat der Kalk nur 13,56—12,9=0,66 mg auf 100 ccm abgenommen (als CO_3 berechnet). Diese Differenz bedeutet garnichts gegenüber der großen durchflossenen Strecke. Nun durchfließt der Bach einen Wald von 1 km Breite. Auf dieser Strecke wird ebenfalls kein *Cratoneuron* und keine Alge gefunden. Überhaupt wächst an den Rändern nichts oder nur sehr wenig, was mit der starken Beschattung des Bodens durch die Buchen zusammenhängt. Auf der Strecke von 1 km hat das Wasser nur um 12,9—12,72=0,18 mg in 100 ccm abgenommen. Dann verläßt der Bach den Wald und betritt Wiesengelände, wo er stellenweise fast stagniert. Auf der Strecke von etwa 500 m nimmt der Kalk überhaupt nicht ab, sondern etwas zu: 12,72—13,32=0,60 mg in 100 ccm. Diese Zunahme kann nur mit der qei dem stellenweise eintretenden Stagnieren und der damit in Verbindung stehenden Verdunstung zusammenhängen. — Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß das Wasser in dem folgendem Maße Kohlensäure verliert: Quelle 2,64, Eintritt in den Wald: 1,32, Austritt aus dem Wald: 1,232, 500 m nach Verlassen des Waldes: 1,10 mg in 100 ccm.

Es ist klar, daß der Ausfall der Tuffbildung mit dem Fehlen der Tuff-Pflanzen zusammenhängt. Diese sind an dem Oberlauf nicht vorhanden, weil das Wasser nicht klar und rein genug ist. Es kommt ja aus dem kleinen, oben erwähnten, stark verlandeten Weiher. Unterwegs wird es klarer und beim Eintritt in den Wald verschwindet jede Trübung. Hier ist aber die Beleuchtung eine sehr minimale, sodaß man versteht, daß sich die an große Helle angepaßten Algen und Moose, welche sonst die Vertuffung ins Werk setzen, fehlen. An dem Unterlauf schließlich ist die Bewegung des Wassers eine zu geringe. Der

Kalkgehalt hätte wohl ausgereicht, denn einige Kalkwässer des Wutachbezirkes enthalten auch nur 13 mg CO_3 in 100 ccm. Ein anderer Bach, nordwestlich von dem vorhin besprochenen gelegen, zeigt sogar eine Konzentration von 14,22 mg CO_3 am Nordostteile des Waldes.

Man könnte ja daran denken, daß vielleicht die geringe Wasserbewegung an dem Fehlen der Kalkpflanzen schuld sei. Dem ist aber nicht so, denn an manchen Stellen bewegt sich das Wasser mindestens gerade so schnell wie an vielen tuffabsetzenden Stellen des Jura.

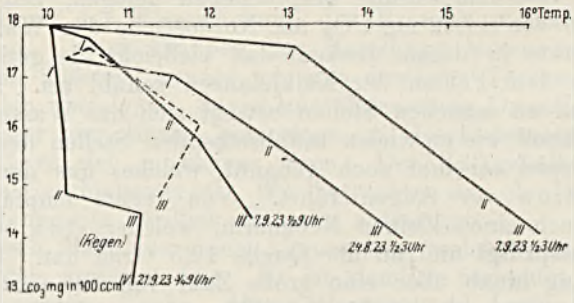
Ein Beispiel sei hier noch genannt, welches uns den Einfluß der Konzentration vor Augen führt. Von rechts empfängt der beschriebene Bach einen kleinen Nebenarm, welcher etwa 50 m oberhalb der Sohle entspringt und an der Quelle 12,5 Grad hat. Er fällt recht steil den Hang hinab über eine große Zahl von Steinen. Aber auch hier keine Spur von kalkspaltenden Pflanzen und Tuff. Die Konzentration des Wassers bleibt sich auf dem ganzen Lauf gleich: an der Quelle: 8,88 mg CO_3, 1,188 mg CO_2; 50 m darunter: 8,94 mg CO_3, 0,792 mg CO_2. Bei diesem Rinnsal ist nun vor allem die niedere Kalkkonzentration an dem Fehlen der Kalkwasserpflanzen und mithin des Tuffes schuld. Die Reinheit des Wassers läßt nichts zu wünschen übrig, ebenso wenig die Bewegung oder die Beleuchtung. Die letztere ist gerade an dieser Stelle verhältnismäßig intensiv, was auch dadurch zum Ausdruck kommt, daß im Gegensatz zu dem kaum bewachsenen, von gelben Blättern dicht bedeckten Boden des übrigen Waldes hier ein dichter Rasen der wilden Balsamine und von Farren denselben überdeckt. Es kann also nur der geringen Konzentration des Kalkes die Schuld an dem Fehlen der Kalkpflanzen zugeschrieben werden.

Kehren wir nach dieser Abschweifung zu den süddeutschen Vorkommnissen zurück.

Fehlen aus irgendeinem Grunde in einem karbonathaltigen fließenden Wasser Pflanzen, so kann die CO_3-Abnahme nicht so groß wie in einem bewachsenen Gewässer sein. Diese wird umgekehrt vermehrt bei Zunahme des Kalktuffs. Deshalb haben wir eine sehr starke Abnahme an den mit einem »Barte« versehenen Überhangsstellen. Dies konnte Schürmann am Uracher Wasserfall konstatieren, ohne aber die Mitwirkung des 5 m überhängenden Bartes zu erkennen. So verhält es sich auch an einem Wasserfall am Flühweg oberhalb der Wutach in der Nähe von Achdorf (vgl. die große rechte Kurve auf dem Diagr. 16, »Fl.«). Hierüber w. u.

Gehen wir nun zu den Adsorptionseffekten in kalkigem, fließendem Wasser über. Diese sind, wie die Versuche S. 795 lehren, zunächst von der Temperatur abhängig. Dies zeigt sich auch in der Natur, wovon die folgende Tabelle überzeugt. Dazu möchte ich noch bemerken, daß die betreffenden Untersuchungen an einem kleinen Bächlein angestellt wurden, welches in der Nähe von Göschweiler nach der Straße Reiselfingen-Bonndorf und dann bei der Schattenmühle in die Wutach fließt (vgl. Prof. 1, S. 768). Die Titrationen wurden an Ort und Stelle ausgeführt. In dem Diagramm sind mit den Zahlen I, II, III (und IV) die Untersuchungsstellen gekennzeichnet. Auf der Abszisse habe ich

die Temperaturen und auf der Ordinate die den jeweiligen Wärmegraden entsprechenden CO_3-Mengen angegeben.



Diagr. 15

Tabelle 45 (Diagr. 15)

	Untersuchungsstelle	Temperatur	CO_3-Menge	CO_3-Verlust	CO_2-Menge	Gesamtverlust an CO_3
7. IX. 23.	Quelle	10	18,09		4,378	
½9 Uhr	I	10,5	17,80	0,29	1,747	
	II	11,8	15,90	1,90	0,97	
	III	12,5	14,36	1,54	1,358	3,73
24. VIII. 23.	Quelle	10,2	17,40			
½3 Uhr	I	11,5	17,20	0,20		
	II	13	15,53	1,67		
	III	14,5	13,85	1,68		3.55
7. IX. 23.	Quelle	10,1	18,09		4,378	
⅓3 Uhr	I	13	17,67	0,42	1,112	
	II	15,5	14,84	2,83	0,97	
	III	16,2	14,0	0,84	0,572	4,09

Der Einfluß der Temperatur geht aus der Tabelle deutlich hervor. Daß bei der zweiten Untersuchung der Gesamtverlust an Kalk geringer als bei der ersten ist, trotzdem die Temperatur eine etwas höhere ist, hängt mit der niedrigeren Ursprungskonzentration zusammen. Diese wechselt an den Quellen von Zeit zu Zeit.

Der anormale Verlauf der auf Diagramm 15 am weitesten links gelegenen Kurve ist darauf zurückzuführen, daß es an dem betreffenden Untersuchungstage regnete, wodurch die Carbonatlösung verdünnt wurde.

Das Verhältnis der an den verschiedenen Untersuchungstagen nachweisbaren Kohlensäuremengen zu dem CO_3-Gehalt zeigt Tabelle 45. Aus dieser geht hervor, daß zu Anfang verhältnismäßig viel freie Kohlensäure vorhanden ist, die aber bald abnimmt bis zu einem bestimmten Grad.

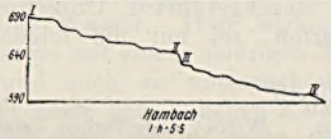
Daß an dem Kalkverlust tatsächlich die Adsorption die Hauptschuld trägt, geht schon daraus hervor, daß ein solcher trotz des verhältnismäßig hohen Kohlensäuregehaltes eintritt. Zum Beweis gebe ich auf der folgenden Tabelle die CO_3/CO_2-Indices. Sie beziehen sich auf das Kalkbächlein bei Göschweiler und auf dasjenige am Flühweg:

Tabelle 46

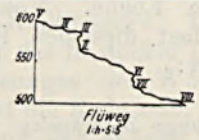
Lokalität	Untersuchungsstellen				
	Qu	I	II	III	IV
Göschweiler	4,1	10,5	15,8	10,2	
»	4,1	16,2	14,8	28,0	
»	9,0	35,0			66
Flühweg		13,8	19,4	23,4	17,6

Es würde demnach höchstens der Index 28—66 zur Ausscheidung in Betracht kommen.

Der Einfluß des Gefälles auf die Adsorption und damit auf die Ausscheidung des Kalkes in fester Form — die sich durch den Kalkverlust verrät — wird durch die folgende Tabelle bewiesen. Da das Gefälle in der Natur ständig wechselt, mußte ich zu Durchschnittszahlen greifen. Sie beziehen sich auf die Untersuchungen in den Gewässern an der Straße nach Göschweiler (Prof. 1), am Hambach (Prof. 2) (ein kleines Nebenbächlein der Wutach bei Bachheim) und am Flühweg (Prof. 3), der oberhalb der Moggernmühle von der Straße Achdorf-Fützen abzweigt und sich am linken Wutachufer hinzieht (vgl. Diag. 16 S. 830). R bezieht sich auf den Kalkbach bei Göschweiler - Reiselfingen, Fl auf den Flühbach im Wutachtal, H auf den Hambach in demselben Tal. Die gerade Kurve links unten, als »Fall« bezeichnet, bezieht sich auf einen Wasserfall in der Nähe des Hambachs. Das Wasser fällt mindestens 20 m über einen großen Tufffelsen, der mit Algen dicht bewachsen ist.



Prof. 2



Prof. 3

Tabelle 47

Lokalität	Gefälle	Verlust an Kalk in mg in 100 ccm (auf 100 m berechnet)
Straße n. Göschweiler	11,5%	3 mg
Hambach	22,0 »	5 »
Flühweg	52,6 »	28 »

Zu der Tabelle ist zu bemerken, daß der Hambach einen kleinen, der Flühwegbach hingegen zwei große und einen kleinen Fall passiert. Darum sind die Verlustdifferenzen zwischen den beiden Bächen anormal groß.

Ein detaillierteres Bild giebt die Tabelle 48, welche sich auf das Bächlein an der Straße nach Göschweiler bezieht:

Tabelle 48

Lokalität	Zurückgelegte Strecke in m (W)	Höhendifferenz (Hd)	W/Hd	Kalkverlust	auf 100 m berechnet
Str. n. Göschweiler	200	ca 5 m	40	12,5%	6,2%
»	425	25 »	17	26,2 »	6,2 »
»	80	25 »	3,2	20,0 »	25,0 »
»	180	25 »	7,2	26,2 »	14,5 »
»	120	20 »	6,0	15,0 »	12,5 »

An allen Stellen kam das Wasser mit Moosen *(Cratoneuron commutatum)* und Tuffsteinen in Berührung, wenn auch die Menge etwas wechselte.

Es ist selbstverständlich, daß auch das rasche Verschwinden der Kohlensäure, welches durch das Schütteln im Verhältnis zum Gefälle zunimmt, (vgl. Tabelle 46), an dem größeren Kalkverlust der Stellen mit größerem Gefälle teilweise schuld ist, denn dadurch wird eine Rückverwandlung des Neutralkalkes in Adsorptionskalk vermieden. Würde diese eintreten, so hätten wir natürlich eine geringere Abnahme des Kalkgehaltes zu konstatieren.

Trotzdem nun der Adsorptionseffekt zu dem Gefälle in einem bestimmten Verhältnis steht, so giebt es doch scheinbare Ausnahmen von dieser Regel. Eine solche haben wir bei einer Quelle in der Nähe von Reiselfingen, deren Wasser zuerst etwa 15 Schritt fast horizontal fließt, um dann unter einem Winkel von 45 Grad etwa 10 m herabzueilen. In der folgenden Tabelle 49 bedeutet Qu: Quelle, I liegt am Beginn der fast horizontalen Stufe, II am Ende derselben und III am Schluß der geneigten Ebene. Von den 5 mal durchgeführten Untersuchungen, welche fast dieselben Resultate lieferten, sei nur die folgende hier angeführt:

Tabelle 49

Untersuchungsstelle	Zurückgeleg. Weg (W)	Höhendifferenz (Hd)	W/Hd	CO_3-Verlust	Tatsächlicher Verlust an CO_3
Qu	0 m	0 m	0	0,0%	0,0 mg
Qu—I	etwa 15 »	etwa 0,80 »	18,7	92,0 »	0,46 »
I—II	» 18 »	» 10 »	1,8	8,0 »	0,04 »

Der tatsächliche Kalkverlust ist trotz des großen Gefälles ein minimaler und betrug bei einigen Untersuchungen 0,0. Die Konzentration an sich würde zur Ausscheidung von festem Kalk genügen (16,1 mg CO_3 in 100 ccm). Es hat sich tatsächlich etwas Kalktuff abgesetzt, wenn auch in nur ganz geringer Menge. Der Grund für die minimale Absonderung kann nur in dem zu großen Gefälle zu suchen sein. Das Wasser strömt so rasch über die Unterlage hinweg, daß es nicht adsorbiert und bis zur Sättigung konzentriert werden kann. Es kommt hinzu, daß nur an den Rändern des Gewässers Moose wachsen, die aber bloß zum gerinsten Teil in das Wasser eintauchen. Deshalb kann die w. o. berücksichtigte anfängliche physiologische Tätigkeit der Pflanzen nicht einsetzen. Es wird also kein zur weiteren Kalkentziehung notwendiges Adsorbens in Form einer kleinen, die Moose überziehenden Kalkkruste gebildet.

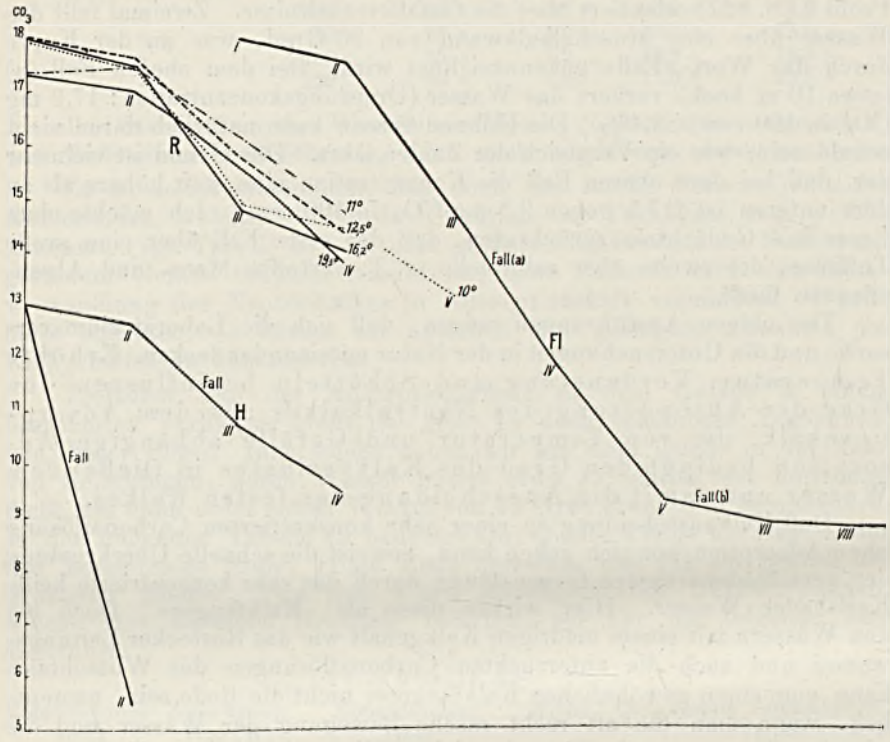
Die Größe der Adsorptionswirkung ist nun auch von der Konzentration der Lösung abhängig. Dies beweist der Verlauf der großen, auf der rechten Seite des Diagramms 16 befindlichen Kurve. Sie bezieht sich auf einen Kalkbach am Flühweg bei Achdorf im Wutachtal. Das Profil 3 (S. 827) orientiert über die Gefällsverhältnisse. Zweimal fällt das Wasser über eine Muschelkalkwand von 90 Grad, was an der Kurve durch das Wort »Fall« gekennzeichnet wird. Bei dem oberen Fall (a) (etwa 10 m hoch) verliert das Wasser (Ursprungskonzentration: 17,9 mg CO_3 in 100 ccm) 32,4%. Die Höhendifferenz kann natürlich daran nicht schuld sein, wie ein Vergleich der Zahlen lehrt. Der Grund ist vielmehr der, daß bei dem oberen Fall die Konzentration eine weit höhere als an dem unteren ist (17,5 gegen 9,5 mg CO_3 in 100 ccm). Ich möchte dem Leser in's Gedächtnis zurückrufen, daß der erste Fall über eine große Tuffnase, der zweite über zahlreiche, z. T. vertuffte Moos- nud Algenpflanzen fließt.

Die obigen Ausführungen zeigen, daß sich die Laboratoriumsversuche und die Untersuchungen in der Natur miteinander decken. Erhöhte Temperatur, Verdunstung und Schütteln beeinflussen den Grad der Absonderung des Neutralkalkes aus dem Adsorptionskalk, die von Temperatur und Gefälle abhängige Adsorption bedingt den Grad des Kalkverlustes in fließendem Wasser und damit die Ausscheidung des festen Kalkes.

Daß Kalkausscheidung in einer sehr konzentrierten Carbonatlösung ohne Adsorption vor sich gehen kann, beweist die schnelle Überkrustung der verschiedenartigsten Gegenstände durch das sehr konzentrierte heiße Karlsbader Wasser. Hier wirken diese als »Kalkfänger«. Doch bei den Wässern mit einem niedrigen Kalkgehalt wie das Rostocker Leitungswasser und auch die untersuchten Carbonatlösungen des Wutachtales kann von einer gewöhnlichen Kalkfängerei nicht die Rede sein, namentlich, wenn man die oft recht rasche Bewegung der Wässer und die niedrige Temperatur in Betracht zieht. Hier spielt bei der Tuffbildung die Adsorption die Hauptrolle.

Die Adsorptionswirkung ist dort am größten, wo das Karbonatwasser über Algenfilze, Moospartien und Tuffsteine herüber- bzw. hindurchrieselt. Das ist besonders an Wasserfällen mit überhängendem Bart der Fall oder dort, wo das Wasser an steilen Wänden von einem Widerstand auf den anderen tropft. Beim freien Fall müßte natürlich, wie die Laboratoriumsversuche es zeigen, der Karbonatgehalt der gleiche bleiben oder wegen des Einflusses der Verdunstung zunehmen. Wählt man aber als erste Untersuchungsstelle den Beginn eines über die steile Wand überhängenden Bartes, so zeigt sich am Ende derselben eine bedeutende Kalkabnahme. Dasselbe gilt für diejenigen steilen Stellen, an denen das Wasser über Algenfilze und Moose herabtropft. Für diese Fälle gebe ich 3 Beispiele, die auch auf dem Diagramm 16 eingetragen und durch »Fall« gekennzeichnet sind. 1) bezieht sich auf einen, über eine sehr große Tuffnase herüberfließenden Bach am öfters erwähnten Flühweg (Fl.) im Wutachtal. Sie befindet sich über einem etwa 10 m hohen Hang. 2) betrifft ein Gewässer im Hambachtal (H) (Seitentäl-

chen der Wutach), das eine senkrechte, mit Moosen und Algen bewachsene Fläche von 5 m Höhe überrieselt, 3) einen Wasserfall, welcher mindestens 20 m herabstürzt und dabei über einen großen, selbst gebildeten Tuffstein rieselt, welcher mit Algen dicht bewachsen ist.



Diagr. 16

Kalkverlust

1) 3,0 mg in 100 ccm
2) 2,0 » » » »
3) 7,5 » » » »

Die bedeutende Abnahme des Kalkgehaltes am Uracher Wasserfall hängt ebenfalls sicher mit dem adsorbierenden Einfluß des »Bartes« (5 m nach Schürmann) zusammen.

Die verschiedenartige Konstitution der Seekreide und der Kalktuffe

Anschließend an die vorhergehenden Ausführungen möchte ich noch der Frage nähertreten, warum einzelne vadoside Süßwasserkalke hart (Kalktuffe), andere aber weich (Seekreide) sind. Es ist dies insofern auffallend, als sich Pflanzen an dem Aufbau beider Sedimente in hervorragender Weise beteiligen.

Besprechen wir zuerst die harten Tuffe.

Sie entstehen durch Ansetzen der Kalkpartikel an Pflanzen, welche im Herbst oder Winter nicht absterben, wobei ich vor allem an die Tuffmoose denke. Die einzelnen Kalkteilchen setzen sich fest aneinander und bilden sehr bald ein mehr oder weniger festes Gerüst. Zwischen den Kalkpartikeln wird später weiterhin Kalk chemisch-physikalisch ausgeschieden, sodaß schließlich sehr harte Steine gebildet werden. Es ist das ganze ein permanenter Ausscheidungsprozeß kristalliner Natur. Die Hauptpflanzenmasse verschwindet dabei fast vollständig, wie ich dies in einer anderen Arbeit auseinandergesetzt habe[1]). Rein chemische Reaktionen treten zurück, es kommt höchstens eine solche zwischen Fettsäuren und Kalk in Frage. Wesentlich ist auch, daß die Pflanzen nicht durch die Tätigkeit von Tieren und Bakterien mazeriert werden.

Demgegenüber sterben diejenigen Pflanzenteile, welche den Kalk zur Seekalkbildung aussondern, ab und bilden Schlamm, welcher von Tieren zerfressen wird, worauf Wesenberg-Lund aufmerksam macht, und schließlich der Tätigkeit der Mikroorganismen zum Opfer fällt. Der im Schlamm befindliche Kalk wird ständig aufgewühlt, je nach den vorhandenen Mengen und nach der vorrätigen Kohlensäure wieder mehr oder weniger gelöst. Schließlich nimmt die organische Masse immer mehr ab und der Kalk dementsprechend prozentual zu, wie dies bereits die Untersuchungen Passarge's an den Seekalken der Lychener Seen[2]) zeigen. Es ist so aus einem schlammigen Kalkbrei der Wiesenkalk, welcher lufttrocken bis 90% Kalk enthalten kann, entstanden. Dabei ist zu beachten, daß die Seekreide selbst in fossilem Zustande — ich erinnere an einzelne Partien im Steinheimer Profil — oft noch nicht zur Ruhe gelangt ist, ganz im Gegensatz zu den Tuffen. Chemische Umsetzungen innerhalb des Sedimentes finden ständig statt wie in jedem Schlamm, und zwar noch lange nach dem Absatz.

Schlamm ist nun an sich ein kolloidaler Körper. Ich brauche nur darauf hinzuweisen, daß Ehrenberg[3]) die Humussubstanzen als Kolloide auffaßt, denn sie bilden Adsorptionsverbindungen und zeigen das Tyndallphänomen. Charakteristisch ist auch die starke Wasseraufnahme, welche sich ja auch bei den von Winter[4]) als Kolloide betrachteten Kohlen (namentlich den jüngeren) zeigt. Sodann ist das große Schrumpfungsvermögen des Schlammes beim Trocknen hervorzuheben, alles Eigenschaften, welche auf die Kolloidnatur desselben hinweisen. Es sei auf die von Ehrenberg bereits betonte Schutzwirkung hingewiesen.

Alle diese Eigenschaften zeigt nun auch der Wiesenkalk. Sie sind sicher auf das kolloidale Verhalten der zwischen den Kalkteilchen vorhandenen organischen Massen zurückzuführen.

Ehrenberg will den Wiesenkalk als eine unter dem Einfluß organischer Massen ausgeschiedenen Kolloidkalk ansehen, worin ich aber dem

---

[1]) Die Petrogenese der Kalktuffe usw. Geol. Arch. 1924.

[2]) Die Kalkschlammablagerungen in den Seen von Lychen. Jahrb. d. pr. geol. L. Anstalt 1902.

[3]) Bildung und Eigenschaften der Humussubstanzen. Chem. Zeitg. 1910.

[4]) Die mikroskop. Untersuchungen der Kohle im auffallenden Licht. Glückauf 1913.

genannten Forscher nicht ohne weiteres rechtgeben kann. Er stützt sich dabei auf die Angaben von Bräuhäuser, und es ist richtig, daß z. B. auf *Potamogeton* beim Trocknen der Pflanzen ein kolloidal aussehender Überzug erscheint. Wenn man aber denselben vor dem Trocknen betrachtet, so ist man doch eher geneigt, ihn aus kleinen kristallinen Körpern zusammengesetzt anzusehen. Es braucht also nicht angenommen zu werden, daß die von Ramann als kristallin bezeichnete Struktur des Wiesenkalkes erst durch Altern kolloidalen Kalkes zustande komme.

M. E. ist die Seekreide aufzufassen als eine Suspension feinster Kalkpartikelchen, welche durch kolloidale organische Massen zusammengehalten werden. Die letzteren verhindern eine vollständige Berührung der einzelnen Kalkteilchen, und so bleibt ein solcher Wiesenkalk in jenem weichen Zustand, wie wir ihn von den entsprechenden diluvialen und alluvialen Sedimenten her kennen.

Der Unterschied in der Härte der Tuffe und der Seekreide ist also durch das Vorwalten von rein kristallinem Habitus bei den ersteren und das Vorhandensein von Kolloiden bei den letzteren bedingt.

Dieser Unterschied bleibt auch bei älteren Tuffen und Seekalken bestehen, wenn nicht durch diagnetische Vorgänge, die durch Druck gefördert werden, die weiche Seekreide in hartes Gestein verwandelt wird. Auf die Diagenese an dieser Stelle weiter einzugehen, würde zu weit führen.

Ergebnis

Die für die Geochemie der vadosiden Süßwasserkalke (der Alm wurde nicht berücksichtigt) wichtige und in dieser Arbeit behandelte Phase: Kalkhaltiges Wasser — Kalkausscheidung verläuft in stehendem Wasser anders als in bewegtem.

In stagnierenden kalkhaltigen Gewässern wird die Entfernung der freien und der an den Adsorptionskalk gehefteten Kohlensäure in erster Linie durch physiologische Prozesse hervorgerufen. Hierbei heftet sich der ausgeschiedene Neutralkalk an die Pflanzen, der Überschuß wird abgeworfen. Nach dem Absterben der Pflanzen sinkt der an diesen befindliche Kalk mit ihnen zu Boden. Seine Auflösung sucht die bei der Verwesung derselben entstehende Kohlensäure herbeizuführen, was aber nur gelingt, wenn die Bakterientätigkeit eine sehr große ist. Innerhalb der verkalkten Pflanzenteile wird sie aber gehemmt, wobei auch die niedere Temperatur der Wintermonate eine wesentliche Rolle spielt. Beginnt im Frühjahr die stärkere Entwicklung der Verwesungskohlensäure innerhalb des Kalkschlamms, so setzt auch schon eine erhöhte Kalkabscheidung durch die kalkabsondernden Organismen ein. Ist die letztere größer als die Auflösung des im vorhergehenden Jahre gebildeten Kalkes, so entsteht ein Kalksediment. Sind keine oder wenige kalkabsondernden Organismen im Wasser vorhanden wie im Sildemower

See, so findet eine Kalksedimentation selbst bei hoher Kozentration nicht statt.

Auf rein physikalisch-chemischen Wege kann Kalk nur während eines sehr langen Winters ausgeschieden werden, doch tritt diese Art der Ausscheidung gegenüber der physiologischen dermaßen in den Hintergrund, daß sie kaum in Frage kommt bei der Seekreidebildung. Die Laboratoriumsversuche zwingen mich zu dem Schluß, daß sich diese unter vorwaltend physiologischen Einflüssen abspielt, eine Behauptung, welche nur dann nicht aufrechtzuhalten ist, wenn anormale Verhältnisse (etwa erhöhte Temperatur) vorliegen.

Anders verlaufen diejenigen geochemischen Prozesse, welche zur Bildung von vadosidem Kalk in fließendem Wasser führen. Wohl sind auch hier Pflanzen physiologisch an der Ausscheidung desselben beteiligt, doch schaffen sie nur eine dünne Kruste, welche sie auf ihrer Oberfläche absetzen. Im übrigen ist der Tuffbildungsprozeß in der Hauptsache chemisch-physikalischer Natur, indem durch Wasserbewegung ein Teil der freien Kohlensäure entfernt wird, ein Vorgang, bei dem auch die Temperatur und das Gefälle von Bedeutung sind. Die unterwegs überrieselten Gegenstände wie Blätter und vor allem die angekalkten Pflanzen und bereits fertige Tuffe adsorbieren, je nach dem Grad der Porosität, den Adsorptionskalk und die noch nicht entfernte freie Kohlensäure. Auch das Maß der Adsorption ist von Temperatur und Gefälle abhängig.

Die verschiedenartige Konstitution der Seekreide und der Tuffe ist auf den verschiedenen Verlauf der geochemischen und petrogenetischen Prozesse, welche das eine oder andere Sediment schaffen, zurückzuführen.

Auf die marinen Kalke die bezüglich der Entstehung der Seekreide erzielten Ergebnisse ohne weiteres zu übertragen, halte ich für sehr gewagt. Ich kann mich nicht der von Arn. Heim aufgestellten Behauptung anschließen[1]). Dieser sagt: »Diese Grundmasse entspricht teilweise völlig der sicher chemisch ausgeschiedenen Seekreide unserer Süßwasserbecken«. Dieser Satz bezieht sich auf den vorhergehenden, welcher lautet: »Nicht nur der größte Teil der eupelagischen Kalke, sonden auch viele sogenannte zoogene Kalke der hemipelagischen und litoralen Gebiete bestehen aus dichter bis mikrokristalliner Grundmasse, die sich mikroskopisch mit aller Schärfe von den Organismen unterscheiden läßt«.

Den Ausführungen liegt entschieden der Fehler zugrunde, daß der Verfasser nur den in Schalen von Tieren, etwa Globigerinen, ausgeschiedenen Kalk als physiologischen, den mikrokristallinen aber als »chemisch« ansieht. Dieser könnte aber wenigstens z. T. ebenfalls phyiologischer Natur sein, nur kennen wir die Kalkproduzenten, unter denen Bakterien sicher reichlich vertreten sind, nicht, da sie verwest sind. Ich kann Heim nicht ohne weiteres darin beipflichten, »daß mehr als $^9/_{10}$ aller Kalke und Dolomite der Gegenwart und Vergangenheit als chemische Niederschläge zu betrachten sind«.

[1]) Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau 1924.

Mit der Untersuchung von Dünnschliffen kommen wir da gar nicht weiter. Der einzige Weg ist der, daß im Meer solche Forschungen angestellt werden, wie sie Brönstedt am Furesee durchführte und wie ich sie an verschiedenen deutschen Gewässern machte. Herr Geheimrat Pompeckj sagte mir, daß er schon vor langer Zeit einen derartigen Plan von Königsberg aus hatte, welcher aber wegen Berufung an eine andere Universität nicht zur Ausführung kam. Es ist selbstverständlich, daß auch bei derartigen Untersuchungen der Versuch mitzusprechen hat, es ist aber ebenso erforderlich, daß sich ein Biologe an dem Unternehmen beteiligt.

Über die Gattungen Bembix de Kon. und Stelzneria Geinitz

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin

Mit 1 Textfigur

Aus den Cenoman von Plauen[1]) beschrieb GEINITZ[2]) 1874 eine Schnecke, welche er auf Grund ihrer eigenartigen Gestalt und Mündung als Typus einer selbständigen Gattung *Stelzneria* innerhalb der Familien *Turbinidae* oder *Trochidae* ansah, mit nachstehenden Worten: »Die aus einer größeren Anzahl (gegen 10) fast ebener Umgänge bestehende Schale bildet zuerst ein sehr spitzwinkliges Gewinde, das sich schnell in eine ovale Form erweitert und dann allmählich wieder verengt. Die einzelnen Umgänge sind nur sehr undeutlich voneinander geschieden, doch tritt an den ersten wenigstens nicht selten der Unterrand etwas hervor. Die ganze Oberfläche ist mit feinen Spirallinien dicht besetzt, die nur in der Nähe der Basis von deutlicheren Anwachsstreifen durchschnitten werden. Die scharfe Innenlippe der fast kreisrunden Mündung wird von einem halbmondförmigen Nabel begrenzt. Der kanalartige Fortsatz an der oberen Seite der Mündung ist bei einigen Exemplaren noch offen, bei anderen geschlossen.«

ZITTEL[3]) nahm die Gattung mit einem Fragezeichen unter die *Turbininae* auf. FISCHER[4]) behandelte sie mit anderen Gattungen unbekannter Stellung und bemerkte, daß diese rätselhafte Form, deren Mündung an die von *Exelissa* und *Briartia* anklingt, wahrscheinlich nicht zu den Rhipidoglossen gehört. Gelegentlich seiner Revision der sächsischen Kreidegastropoden kam DENINGER[5]) anhand seiner Untersuchung von 23 Exemplaren zu dem Ergebnis, daß »die Mündung ganz abweichend von der der Familie *Trochidae* gebaut ist. In dem oberen Teile der Mündung legen sich Innen- und Außenlippe zusammen und

[1]) WANDERER: Die wichstigsten Tierversteinerungen aus der Kreide des Königreichs Sachsen, S. 47, 1909, fügte als weiteren Fundort Döhna-Kahlebusch hinzu.

[2]) GEINITZ: Das Elbthalgebirge in Sachsen. Palaeontogr., Bd. 20, I, S. 257, Taf. 58, Fig. 12. 1871—1875.

[3]) ZITTL: Handbuch der Paläontologie, Bd. 2, S. 189. 1882.

[4]) FISCHER: Manuel de Conchyliologie, S. 835, 1885.

[5]) DENINGER: Die Gastropoden der sächsischen Kreideformation. Beitr. Paläont. Geol. Oesterr.-Ungarn-Orient, Bd. 18, S 5, 1906.

schließen kanalartig eine kleine rundliche Öffnung von der Mündung ab. Dieses Verhalten deutet mehr auf Beziehungen zu den Pleurotomariden hin. Hinter diesem Loch ist die Schale allerdings geschlossen, und ein Schlitzband ließ sich an keinem unserer Stücke beobachten. Bei *Catantostoma* Sandb. finden wir die eigentümliche Gestalt von *Stelzneria* wieder. Auch hier ist die verengte Mündung plötzlich nach unten gewandt. Sie unterscheidet sich aber durch das Vorhandensein eines Schlitzbandes und den Mangel eines Nabels. *Stelzneria* ist deshalb meines Erachtens am besten in die Nähe von *Catantostoma* zu den *Pleurotomariidae* zu stellen«. In der Besprechung der Deninger-schen Arbeit bemerkte Cossmann[6]) über *Stelzneria cepacea* Gein., daß »dieses Fossil von tiaraförmiger Gestalt mit extrakonischer Spitze nicht zu den Rhipidoglossen gehört sowie daß die spirale Skulptur gegen die Annahme einer estuaren Schale spricht. »Um sich eine Meinung über ihre systematische Eingehörigkeit zu bilden, sei die Kenntnis der Gestalt der vorderen Extremität der Mündung, welche abgebrochen ist, nötig.«

Schlosser[7]) fand die bisher nur aus dem sächsischen Cenoman bekannte Form in einer gleichaltrigen Ablagerung bei Hölzelsau bei Niederndorf in Nordtirol wieder. Ihr Vergleich mit Exemplaren von Plauen und Korycan führte ihn[8]) unter Heranziehung von *Pyramidella carinata* Reuss zu dem Ergebnis, daß eine *Actaeonella* vorliege, indem »das, was sicher als verengte Mündung gedeutet wurde, nur, wie bei *Actaeonella*, die beiden Spindelfalten sind, die bei beschädigten und verdrückten Exemplaren eine Art Mündung vortäuschen.« Schlosser zog sie mit der böhmischen Art unter *Actaeonella carinata* Reuss zusammen.

Jedoch bereits 1844 hat de Koninck[9]) aus der Tourtia von Montignies-sur-Roc (Hainaut) eine an Gestalt des Gehäuses, Form der Mündung und an Skulptur der sächsischen Art sehr ähnliche Schnecke als *Bembix utriculus* bekannt gemacht, die neue Gattung charakterisiert, die Spezies eingehend beschrieben und gut abgebildet. Zum Vergleich zog de Koninck *Trochus* und *Phasianella* heran, von denen sich *Bembix* »durch die progressive Verschmälerung der beiden letzten Umgänge unterscheidet, welche Verengerung der Spezies ein bauchiges und aufgedunsenes Ansehen gibt und die außerordentliche Kleinheit der Mündung bestimmt.« Auch de Koninck stellte *Bembix* in die Familie *Trochidae*, in die Nähe der Gattung *Phasianella*.

Demnach fällt *Stelzneria* Gein. gemäß dem Prioritätsgesetz in die Synonymie von *Bembix* de Kon.

---

[6]) Cossmann: Rev. crit. Paléozool., Vol. 13, S. 107. 1909.

[7]) Schlosser: Die Cenomanfauna der Bayerischen Alpen. Centralbl. Min. 1924, S. 85, 88.

[8]) Weinzettl: Gastropoda českého křídového útvaru. Palaeont. bohem., Bd. 8. 1910 und Fric: Illustriertes Verzeichnis der Petrefakten der cenomanen Korycaner Schichten. Arch. natw. Landesdurchf., Bd. 15, 1911 erwähnen *Stelzneria cepacea* Gein. noch nicht von Korycan.

[9]) de Koninck: Sur le genre Bembix et sur une nouvelle espèce d'Orthis des terrains crétacés de Belgique. Mém. soc. Roy. sci. Liége, Tome 1, S. 205—207, Taf. 6, Fig. 2a–c. 1843, 1844.

Daß die Gattung mehr als drei Jahrzehnte unbekannt geblieben ist, erklärt sich wohl damit, daß sie weder Pictet in sein Traité élémentaire de Paléontologie (1844—46) noch Chenu in sein Manuel de Conchyliologie (1860—1862) aufgenommen hat, so daß Watson[10]) den Namen *Bembix* 1878 für einen rezenten Trochiden in Vorschlag bringen konnte, welchen jedoch Crosse[11]) unter Bezugnahme auf de Koninck und de Ryckholt durch *Bathybembix* ersetzte.

Eine wesentliche Ergänzung erfuhren die Beschreibungen von Geinitz und de Koninck durch de Ryckholt[12]), der 1860 aus demselben Horizont mit *Bembix utriculus* de Kon. zwei weitere Arten: *B. seriola* und *B. doliolum* abbildete, jedoch nicht beschrieb; die Namen finden sich nur unter dem Bildspiegel der Tafel. Nach diesen Abbildungen verlängert sich die Mündung zu einer glatten, senkrechten Röhre von etwa der Länge des Gehäuses. Auf Grund dieses Merkmals reihten Cornet und Briart[13]) die belgischen *Bembix*-Formen unter *Serpulorbis* ein.



Bembix utriculus de Kon.
Kopie aus de Ryckholt: Mél. paléont., Taf. 23, Fig. 15.

Kürzlich hat mir Herr Stadtschulrat Wörmann in Dortmund, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlichen Dank sage, drei Exemplare des *Bembix cepaceus* (Gein.) aus dem Cenoman des Kassenbergs gegenüber Mülheim a. d. Ruhr übergeben, womit der Kassenberg in die Reihe der Fundorte dieser Gattung rückt und somit ein Bindeglied zwischen den vereinzelten Vorkommen der Strand- und Klippenfacies des europäischen Cenomanmeeres im Westen (Montignies-sur-Roc, Tournai), im Osten (Plauen, Korycan) und im Südosten (Hölzelsau) bildet. An dem einen der beiden Gehäuse, deren Anfangswindungen zerstört sind, ist noch ein Stück der Röhre von 4 mm Länge erhalten. Das dritte ist ein unvollständiger Steinkern.

Eine röhrenförmige Verlängerung der Mündung tritt bei terrestrischen und marinen Gastropoden auf. Unter den fossilen Gastropoden zeichneten Pictet und Campiche[14])aus dem Gault von Sainte-

[10]) Watson: Mollusca of the Challenger Expedition. Pt. 3. Trochidae. Journ. Linn. Soc, Vol. 14, S. 603. 1878.
[11]) Crosse: Sur le genre Bathybembix (Watson) emend. Journ. Conchyl., Tome 40, S. 289. 1892.
[12]) de Ryckholt: Mélanges paléontologiques. 3 part. Taf. 23, Fig. 15; Fig. 16; Fig. 17—19. 1860.
[13]) Dewalque: Prodrome d'une description géologique de la Belgique, S. 390. 1868.
[14]) Pictet et Campiche: Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. Mat. Paléont. suisse, sér. 3, pt. 2, Taf. 72, Fig. 15—17. 1861—1864.

Croix unter *Vermetus gaultinus* ein turmförmiges, regelmäßig gewundenes Gehäuse, dessen Endwindung in eine in rechtem Winkel zur Gehäuseachse abbiegende Röhre ausgeht. Sie fügen hinzu, daß Bruchstücke der Art schwer von dem vergesellschafteten *Cerithium excavatum* Brongn. zu unterscheiden sind.

Unter den heutigen marinen Gastropoden zeigen gleiche Gestaltung *Magilus antiquus*[15]) Montf. (Familie *Coralliophilidae*) und *Vermicularia lumbricalis* L. (Familie *Vermetidae*). Jener bewohnt Korallenriffe. Die Schnecke wird von der Koralle, mit der sie lebt, vollständig eingehüllt und ist, um nicht erstickt zu werden, gezwungen, in dem Maße, wie die Koralle wächst, das Gehäuse zu einer Röhre zu verlängern und deren Mündung an der Oberfläche des Polypen zu behaupten. Gleichzeitig zieht sich das Tier aus den älteren Umgängen zurück, die mit Kalk ausgefüllt werden. Obwohl an allen Fundstellen der *Bembix*-Arten eine reiche Anthozoenfauna entwickelt war, ist eine solche Lebensgemeinschaft nicht beobachtet worden. Auch der Umstand, daß die Gehäuse stets frei gefunden werden, der Steinkern vom Kassenberge nicht mit Kalk ausgefüllt ist, wie auch ihre spirale Streifung, während *Magilus* glatt bleibt, spricht nicht für den verwandtschaftlichen Anschluß. Letzteres trifft auch für *Vermicularia* zu, welche in der Jugend regelmäßig gewunden, von *turritella*-artiger Gestalt, späterhin unregelmäßig aufgerollt ist.

Da die Röhre an den Gehäusen vom Kassenberge mit Ausnahme des erwähnten Exemplars, von Plauen und Hölzelsau bis auf die Wurzel zerstört ist, läßt sich annehmen, daß dieselben durch Wogenschlag bei Sturm aus ihrem ursprünglichen Standort ausgewaschen und verlagert worden sind. Wahrscheinlich grub sich die Schnecke in den Schlamm ein und baute bei allmählichem Einsinken die Röhre auf. Hinsichtlich ihrer systematischen Stellung bin ich nach der Gestalt, der Skulptur (spirale und retraktive Streifung), dem Auftreten eines Nabels geneigt, *Bembix* den Trochiden anzuschließen.

---

[15]) Fischer: a. a. O. Manuel Conchyl., S. 648, Taf. 5, Fig. 19. 1884.
[16]) Ebenda, S. 691, Taf. 9, Fig. 7.

Hyphoplites Laurenti nov. sp.

Ein Beitrag zur Familie *Hoplitidae* (H. Douv.) Spath.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin

Mit 4 Textfiguren

Der Fund eines auf der Externseite grabenartig eingetieften Ammoniten mit flexuoser Skulptur im Unteren Cenoman bei Hörde durch Herrn Lehrer Laurent in Hörde gab die Anregung, die bisherigen Erörterungen über den Formenkreis des *Hoplites falcatus* Mant., dem der Fund angehört, und über seine Beziehung zur Gattung *Hoplites* (Neumayr) Spath zusammenzustellen.

Neumayr[1]) stellte 1875 die Gattung *Hoplites* als einen vom Kimmeridge bis ins Senon reichenden Seitenzweig des Perisphinctenstammes[2]) auf. Noch im selben Jahr schränkte er[3]) ihren Umfang durch Abtrennung einer Anzahl von Arten ein, welche er auf seine neuen Gattungen *Acanthoceras* und *Stoliczkaia* verteilte. Zugleich wies er auf einen Nebenzweig sowie eine »ziemlich aberrante Form« von *Hoplites* hin; für jenen schuf Uhlig 1883 die Gattung *Pulchellia*, für diese Jacob 1907 das Genus *Leymeriella*. Die näher bestimmbaren *Hoplites*-Formen des norddeutschen Neocom verteilten Neumayr und Uhlig[4]) 1881 auf mehrere Gruppen, welche später ebenfalls zum Range von Gattungen erhoben sind. Seitdem hat die kritische Bearbeitung bereits bekannter sowie neuer lokaler europäischer und ausländischer Faunen unter Berücksichtigung der Skulpturtypen und des Verlaufs der Lobenlinien zu einer immer schärferen Abgrenzung der Arten gegeneinander und damit zu einer erheblichen Vermehrung derselben sowie unter Beibehaltung einer engeren Umgrenzung der Gruppen zur Aufstellung zahlreicher Gattungen geführt, wodurch allerdings die Orientierung innerhalb der fast verwirrenden Formenmenge erleichtert wurde. Hierbei ergab sich, daß nicht nur die Formenmannigfaltigkeit, der Artenreichtum und die Individuenfülle des tieferen Neocom einerseits und des Alb andererseits infolge Absterbens — abgesehen von den aufgerollten Formen — durch eine artenarme Zone im oberen Neocom unterbrochen und hierdurch in hohem Grade die Beurteilung des Zusammenhanges der Hopliten des oberen Apt und

[1]) Anmerkungen und Fußnoten am Schluß dieses Aufsatzes.

Alb mit denen das Neocom erschwert wurde, sondern daß auch zwischen der älteren Gruppe »den Neocomhopliten« und der jüngeren »den Gaulthopliten« ein wesentlicher Unterschied besteht, da, »von kleinen Differenzen der Lobenlinie abgesehen, die Gaulthopliten der Mittelknoten und der Rippenspaltung auf dem oberen Schalenteil ermangeln«[5]). Gleichwohl glaubte Uhlig[6]) mit Sarasin[7]) und von Koenen[8]), an »dem Zusammenhang beider Gruppen noch festhalten zu sollen, weil er als der wahrscheinlichere erscheint«. Im Einklang hiermit faßte H. Douvillé beide Gruppen in die Familie *Hoplitidae* zusammen.

Die Frage, welcher von ihnen der Name *Hoplites* weiterhin zu verbleiben habe, beantwortete Uhlig[9]) dahin, daß »man ihn nach dem Vorgange Steuer's[10]) und Hyatt's[11]) auf die reichverzierten Typen der Gaulthopliten beziehen muß, die Neumayr besonders im Auge gehabt haben dürfte«. Genauer sind dies nach Neumayr's Gattungsdiagnose, wie Jacob[12]) ausführte, die Formen der Gruppe des *Ammonites dentatus* Sow. (= *A. interruptus* d'Orb. non Brug.)[12a]).

Jedoch auch die Gaulthopliten, denen der Hörder Fund nach seinen noch zu erörternden Merkmalen angehört, bilden nicht einen einheitlichen Formenkranz. Bereits vor Uhlig, der sie 1905, worauf noch zurückzukommen sein wird, in zwei Reihen zerlegte, hatte Bayle[13]) 1878 den Ammonites dutempleanus d'Orb. aus der alten Gattung *Hoplites* Neumayr als Typus der Gattung *Sonneratia* herausgehoben. Jacob[14]) trennte, wie eingangs erwähnt, 1907 mit *H. regularis* (Brug.) und *H. tardefurcatus* (Leym.) die Gattung *Leymeriella* ab und reihte *H. puzosianus* d'Orb. als Ahnen der »großen Gesamtheit der Hopliten des Gault« in die Gattung *Parahoplites* (Anthula) Jacob ein. Ferner wies Kilian[15]) darauf hin, daß das Genus *Hoplites* auch in der von Jacob gegebenen Fassung polyphyletisch ist, daß *H. auritus* (Sow.) und *H. Guersanti* (d'Orb.) einen eigenen Formenkreis bilden, der nicht wie *Parahoplites puzosianus* (d'Orb.) auf die Aptform *P. deshayesi* (Leym.) und weiterhin die ältere *Thurmannia* Hyatt, sondern auf *Ammonites furcatus* Sow.[16]) und den tieferen *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) zurückgeht. Schließlich errichtete Hyatt[17]) 1900 für *Hoplites splendens* (Sow.) das Genus *Anahoplites*, welches Uhlig[18]) und Jacob[19]) ablehnten, Spath[20]) jedoch aufgenommen hat.

Hatte Neumayr die Gattung *Hoplites* als einen Zweig des Perisphinctenstammes angesehen, so bemerkte Salfeld[21]), daß die »Neocomhopliten« selbständige Zweige von Perisphincten sind, daß *Hoplites* s. str. zum Stamm der *Lytoceratida* gehört. Dahingegen wurzeln nach Schindewolf[22]) »die Neocomhopliten in verschiedenen Gruppen, sowohl den *Perisphinctidae* wie den *Polyptychitidae*. Für die Gaulthopliten bin ich geneigt, letzten Endes einen gleichen Ursprung in Anspruch zu nehmen, jedenfalls kann ich mich nicht dazu entschließen, auf Grund der von Salfeld geltend gemachten Argumente bei manchen Hoplitengattungen des Albiens mit zweispitzigem Innenlobus, wie z. B. *Leymeriella* Jac. und *Parahoplites* Anth., auf eine andere Stammes-

zugehörigkeit zu folgern. Vollends erscheint mir eine Ableitung von den *Lytoceracea*, wie SALFELD will, wegen des durchaus abweichenden Lobentypus dieser Unterordnung als gänzlich ausgeschlossen«. SPATH[23]) beschränkte die Familie *Hoplitidae* H. DOUV. auf die Gaulthopliten und errichtete für die Neocomhopliten die Familie *Berriasellidae* unter Hinweis darauf, daß in beiden Familien die Externfurche selbständig entstand und jede ihre eigenen Nebenformen entwickelte. Später trennte er[24]) noch die Familie *Neocomitidae* ab und faßte[25]) die trachyostrake »Familie« *Hoplitidae* als eine heterogene Gruppe von Abkömmlingen der polyphyletischen *Desmoceratidae* auf.

Wie erwähnt, schied UHLIG[26]) die Gaulthopliten in zwei Gruppen, »unter denen einige durch tiefe Externfurchen ausgezeichnet sind, während die Externseite der Hauptmasse normal ausgebildet ist«. Es ist dies dieselbe Einteilung, welche bereits D'ORBIGNY[27]) gegeben hatte, als er 1841 die ihm bekannten cretacischen, von NEUMAYR unter *Hoplites* vereinigten Ammoniten auf die Gruppen *Dentati* und *Tuberculati* verteilte, wobei ihn, wie PICTET et CAMPICHE[28]) angeben, die Eintiefung der Externseite, welche noch an Bruchstücken charakteristisch hervortritt, mit leitete. Dieser beiderseits scharf begrenzte, in die Externseite eingesenkte, von SINZOW[29]) als Siphonalrinne bezeichnete Kanal ist nicht, wie SOWERBY[30]) und ZITTEL[31]) angeben, durch Ausfall des Sipho entstanden. Wie je ein in der Vergleichssammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin aufbewahrtes Exemplar von *Ammonites lautus* PARK. und *A. tuberculatus* SOW. aus dem Gault von Folkestone zeigen, tritt der Sipho im Gehäusequerschnitt unter dem Boden des Externgrabens, als welchen ich die Einfurchung bezeichnen möchte, hervor, und die Schalenschichten bekleiden den schmalen, ebenen Boden und die steilen Seitenwände des Grabens in derselben Stärke wie die Flanken. Die Umgänge füllen nach SINZOW[32]) bei den genannten beiden Arten den Graben des jeweiligen nächstinnern Umgangs und tragen dementsprechend auf ihrer Innenseite einen Kamm, der den Sipho sonach einschließen müßte, hätte derselbe in dem Graben gelegen; SINZOW erwähnt darüber jedoch nichts. Wahrscheinlich sollte bei glatter abgeplatteter Externseite die Versenkung des Sipho als Schutzvorrichtung gegen Verletzung dieses lebenswichtigen Organs wirken, während diese Funktion bei gerundeter Externseite den hoch über ihr aufragenden Rippen (vergl. *Hoplites dentatus* SOW.) zufiel.

Gegen eine Trennung und Verselbständigung jener beiden Gruppen als *Dentati* und *Canaliculati*, welch letztere Bezeichnung an Stelle von *Tuberculati* nach PICTET für die auf der Externseite grabenartig eingetieften Formen bezeichnender sein würde, wandte PICTET[33]) ein, daß dieses Merkmal nicht genügend konstant sei und daß zahlreiche Übergänge zwischen den Formen mit normaler und gefurchter Externseite durch Seichtwerden des Externgrabens vermitteln. Auch JACOB und KILIAN beließen die letzteren noch bei *Hoplites*.

Wie eingangs bemerkt, hat die in der Überschrift genannte Form einen Externgraben und gehört auf Grund dieses und noch weiterhin

zu erwähnender Merkmale D'ORBIGNY's[34]) Gruppe *Tuberculati* an, welche *Ammonites tuberculatus* SOW., *A. lautus* PARK., *A. falcatus* MANT. und *A. curvatus* MANT. umfaßt, welch letzteren PICTET und CAMPICHE[35]) an die Stelle von *A. auritus* SOW., den D'ORBIGNY mit aufgenommen hatte, gesetzt haben. SPATH[36]) nahm jene vier Arten, denen SINZOW[37]) ihren Platz unter *Saynella* KILIAN angewiesen hatte, unter Hinzufügung von *Ammonites aurasionensis* HÉB. et M. CH. aus der die *Tuberculati* noch einschließenden Gattung *Hoplites* (NEUMAYR) KILIAN heraus und faßte sie als einen Zweig[38]) auf, der aus dem nunmehr auf den Unteren Gault im Sinne der englischen Geologen (unteres Mittelalb D'ORBIGNY's) eingeschränkten und in ihm blühenden Formenkreis des *H. dentatus* SOW. (*Hoplites* [NEUMAYR] SPATH) hervorging. Dieser Zweig endete mit der *Ammonites falcatus* MANT., *A. curvatus* MANT. und *A. aurasionensis* HÉB. et M. CH. umfassenden Gattung *Hyphoplites* SPATH[39]), welche außer der Externfurche ein weiteres in die Augen fallendes Kennzeichen: knieförmig gebogene Rippen aufweist. Hierzu bemerkt JACOB[40]): »*Am. valbonensis* HÉB. et MUN.-CHALM. réalise encore le type *dentatus* avec des côtes plus flexueuses; celles-ci se brisent au milieu du tour, en se serrant et s'atténuant, pour donner au même niveau *Am. falcatus* MANTELL, forme voisine d'Am. splendens; en s'accentuant au contraire, avec la même disposition brisée, et prenant une région épaissie tuberculeuse vers le bord externe, les côtes aboutissent à l'ornementation de *Am. curvatus* MANTELL, dont un type exagéré monstrueux, à côtes noduleuses, est *Am. aurasionensis* HÉB. et MUN.-CHALM.« Legt man, wie L. v. BUCH[41]), der *Am. falcatus* MANT. und *Am. curvatus* MANT. 1834 in seine neue Familie *Flexuosi* versetzte, auf diese eigenartige Skulptur Gewicht, so möchte *Hyphoplites* SPATH als exzessives Endglied von *Aconeceras* HYATT erscheinen.

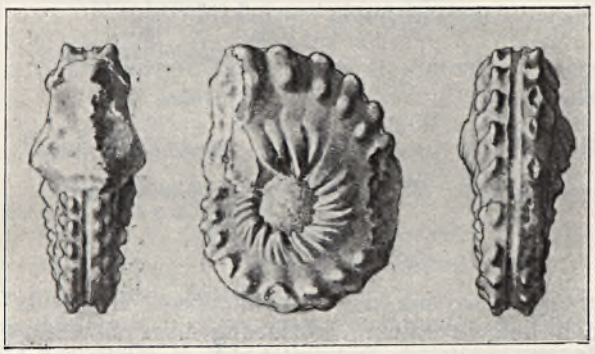
An die erwähnten drei Arten der kurzlebigen Gattung *Hyphoplites* SPATH, welche in England[42]) verhältnismäßig selten ist, so daß im dortigen Untercenoman, wo sie ihren Haupthorizont hat, auf je einen Vertreter des Genus je 100 Exemplare von *Schlönbachia varians* SOW. und deren Verwandte kommen, reiht sich als ein weiteres Glied die rheinländische Art an.

Hyphoplites Laurenti nov. sp.

Der bis zum Ende gekammerte, die Wohnkammer entbehrende Steinkern ist scheibenförmig, eng genabelt, hochmündig und nimmt rasch an Höhe zu. Querschnitt hoch pentagonal, am Nabel am breitesten, zur Externseite hin sich verschmälernd. Nabelwand steil abfallend und hoch. Externseite schmal, abgeflacht und von einem scharf begrenzten Graben gefurcht. Flanken flach, schräg geneigt.

Die Rippen am Nabelrand sind einfach oder gegabelt. Sie erstrecken sich mit schwacher Biegung nach vorn bis etwa zur Hälfte der Flanken und erlöschen hier. Die vordere Rippe der Gabelung tritt auf dem inneren, dem Nabel nahen Teile des Umgangs wenig hervor, auf dem äußeren wird sie breit, nimmt dreiseitige abgeflachte

Gestalt an und hebt sich damit gegen die ihr nächst hintere Rippe kräftig ab. Jenseits der medianen Rippenunterbrechung, die als ein glattes, den kräftigen Rippen gegenüber gleichsam vertieftes Spiralband erscheint, treten gleichmäßig breite, abgeplattete grobe Radialrippen auf, die auf ihrem inneren Rande mit groben runden, auf ihrem äußeren Rande mit kräftigen, spiral gestreckten und ein wenig über die Externseite herüberragenden Knoten verziert sind. Letztere stehen einander nicht gerade gegenüber, sondern es sind, gegen die Mündung gesehen, die der linken Seite gegen die der rechten ein wenig nach vorn vorgerückt.



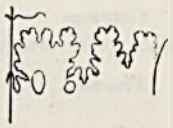


Fig. 1—4. Nat. Gr. Cenoman von Hörde.
Original im Städt. Naturwiss. Museum zu Dortmund

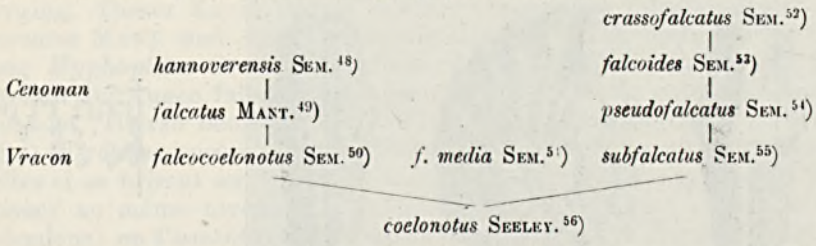
Durchmesser	34 mm
Höhe der Endwindung	17 »
Höhe der vorhergehenden Windung	7 »
Nabelweite	8 »
Dicke der Endwindung am Nabel	15 »
Dicke der Endwindung an der Externseite	7 »

Die Lobenlinie besteht aus wenigen Elementen. Der Externlobus ist, wie D'ORBIGNY dies für die Gruppe *Tuberculati* angibt, kürzer als der erste Laterallobus und so schmal, daß er nur die Breite des Externgrabens einnimmt; seine Seitenlinien sind parallel. Der erste Laterallobus fällt großenteils in das Spiralband der Flanken. Der Internlobus ist zweispitzig.

Die Hörder Form unterscheidet sich von *H. curvatus* MANT.[43]), dem sie im Windungsquerschnitt nahe steht, durchgreifend durch die Skulptur. Während bei jener die von dem Nabelrande ausgehenden Rippen auf dem inneren Flankenteile kräftig bleiben, erlöschen sie frühzeitig bei *H. curvatus*. Ferner sind bei *H. Laurenti* die beiden spiralen Knotenreihen auf dem äußeren Schalenteil durch breite, flache Rippen verbunden, während sie bei dem englischen Typus unverbunden bleiben und frei stehen. Ebenso weicht das rheinländische Vorkommen von *H. aurasionensis* HÉB. et M.-CH.[44]) bei gleicher Größe sowohl durch die durchaus abweichende Skulptur ab, die bei der französischen Art ununterbrochen über die Flanken ziehenden Rippen,

die gabelförmig von Nabelknoten ausgehen, als auch durch das spitzwinklig auf den Externgraben zulaufende externe Knotenpaar. Von *H. falcatus* Mant.[45]) trennt *H. Laurenti* die bandförmige Unterbrechung der Berippung auf der Flankenmitte. Eine biomechanische Erklärung für die knieförmige Gestalt der Rippen und ihre eventuelle Unterbrechung, wie sie auch die jurassische Gattung *Hildoceras* zeigt, habe ich in der Literatur nicht gefunden.

Wie die Gattung *Hoplites* Neumayr nach und nach in mehrere Familien und zahlreiche Gattungen aufgespalten worden ist, ebenso hat Semenow[46]) *Hyphoplites falcatus* Mant., wie weiterhin angegeben, in acht selbständige Spezies zerlegt, welche er auf *Ammonites coelonotus* Seeley[47]) als ihren Ausgangspunkt zurückführte.



Ohne Spath, der die Revision der Albammoneen Englands[57]) durchzuführen begonnen hat, in seiner Erörterung über Semenow's Zergliederung vorgreifen zu wollen, möchte ich hier nur darauf hinweisen, daß Semenow als Typus des *Hyphoplites falcatus* Mantell's Zeichnung[58]) eines Bruchstücks der Externseite an Stelle Mantell's Abbildung[59]) eines vollständigen Exemplars zugrunde gelegt hat und letzteres als *H. pseudofalcatus* Sem.[60]) bezeichnet hat. Hiergegen hält Spath[61]) mit Recht dieses als Grundform von *H. falcatus* Mant. aufrecht.

Die Verbreitung der Gattung *Hyphoplites* Spath ist gegenüber der mit ihr vergesellschafteten *Pervinquieria* Joh. Böhm[62]) (= *Inflaticeras* Stieler), *Schlönbachia* Neumayr und *Acanthoceras* Neumayr eine beschränkte. Unerachtet weiterer etwaiger Änderungen habe ich nachstehend eine Zusammenstellung der bis dahin bekannten Fundorte gegeben von:

Hyphoplites falcatus Mant.

Südostfrankreich:
Vallée de Thorene (Var). *H. crassofalcatus* Sem.[52]) (= d'Orbigny: Céphalop., Taf. 99, Fig. 1).
Montlaux, Le Tondu (Montagne de Lure). *H. falcatus* Mant. Kilian: Montagne de Lure[63]).
Bedouin, Orange.
La Fauge, Reposoir.
Südwestschweiz:
Ecouellaz (Diablerets), Col de Cheville.
Nordwestschweiz:
SainteCroix.

H. falcacoelonotus Sem.[50])
H. f. media Sem.[51])
H. subfalcatus Sem.[55])

Nordfrankreich:
Auxon (Aube). *H. falcatus* MANT.[71]), vielleicht *H. pseudofalcatus* SEM.[54]), doch gibt D'ORBIGNY (Céphalop.) für Taf. 99, Fig. 2, 3 keinen Fundort an.
La Ferté-Bernard (Sarthe). *A. falcatus* MANT., Grossouvre: Maine[64]).
Cap de la Hève bei le Havre. *A. falcatus* MANT., Bigot: Normandie[65]).
Fécamp. *H. falcatus* MANT., Hébert: Uchaux[66]).
England:
Wight. *H. falcatus* MANT., SHARPE: Cephalopoda[67]) — BARROIS: Wight[68]).
Gore cliff. *H. falcoides* SEM.[53]).
Grafschaften Devon, Dorset, Sussex, Somerset, Wilts, Kent, Oxford. *H. falcatus* MANT., JUKES-BROWNE: Cret. rocks Britain[69]) — Chaldon, SEM.[49]).
Middleham und Clayton Tunnel an der Bahnlinie nach Brighton (Sussex). *H. pseudofalcatus* SEM.[54]).
Norddeutschland:
Essen. *H. hannoverensis* SEM.[48]).
Waterlappe b. Werl. *H. falcatus* MANT., A. RÖMER: Verstein. nordd. Kreidegeb.[70]).
Anderten b. Hannover. *H. falcatus* MANT.[71]).
Kothwelle b. Salzgitter. *H. hannoverensis* SEM.[48]).
Bayrische Alpen:
Lichtenstättgraben b. Ettal. *H. subfalcatus* SEM.[55]).
Urschelau b. Traunstein. *H. falcatus* MANT., SÖHLE: Oberammergau[72]) und SCHLOSSER: Cenom. bayr. Alpen[73]).
Bakonywald:
Penzeskut. *H. falcatus* MANT., v. HAUER: Bakony[74]).
Serbien:
Kujazevic. *H.* cf. *falcatus* MANT., ZUGOVIC: Serbien[75]).
Rußland:
Bischakti am Kaspischen Meer. *H. falcatus* MANT., SEM.[49]) und *H. subfalcatus* SEM.[55]).

Hyphoplites curvatus MANT.

Südostfrankreich:
Montagne des Fiz. PICTET et ROUX: Genève[76]) nach PICTET et CAMPICHE: Sainte-Croix, S. 212.
Nordwestschweiz:
?PICTET et CAMPICHE: Sainte-Croix[77]).
Nordfrankreich:
Cap Blanc Nez. STIELER: Blanc Nez[87]).
England:
Wight. BARROIS: Wight[78]).
BONCHURCH, VENTNOR. SHARPE: Cephalopoda[79]).
Grafschaften Somerset, Devon, Dorset, JUKES-BROWN: Cret. rocks Britain[80]).

Norddeutschland:
Langelsheim b. Goslar. A. Roemer: Verstein. nordd. Kreidegeb.[81]).
Bayrische Alpen:
Lichtenstättgraben b. Ettal, Söhle: Oberammergau[82]).
Urschelau b. Traunstein. Schlosser: Cenom. bayr. Alpen[83]).

Hyphoplites aurasionensis Héb. et M.-Ch.

Südfrankreich:
Orange. Hébert et Munier-Chalmas: Uchaux[84]).
Nordfrankreich:
Gacé (Orne) und Cap de la Hève bei le Havre. Ebenda.

Hyphoplites Laurenti nov. sp.

Norddeutschland:
Hörde, Kassenberg b. Mülheim (Ruhr).

Das Genus *Hyphoplites* Spath erscheint gegen Ende des Alb und im Unteren Cenoman im Burgunder Becken, dringt durch die morvano-vogesische Straße in das französisch-englische Becken und von da nach Norddeutschland vor, und taucht unter weiter Unterbrechung am Nordrande der Bayrischen Alpen wieder auf. Sonach reichte die cenomane Transgression, wie die am Kassenberge b. Mülheim (Ruhr), bei Plauen in Sachsen, bei Ettal und Ruhpolding in Begleitung der Gattung *Hyphoplites* auftretende Fauna — mit Ausnahme der zweiten Lokalität, wo dieses Cephalopod bisher nicht beobachtet ist — bezeugt, über Mitteldeutschland hinweg. Weiterhin ist das Genus in Ungarn, Serbien und am Kaspischen Meer festgestellt worden. Ob auch eine Verbindung von der Westschweiz her durch den Helvetischen Kanal, wie solchen Canu[85]) zeichnete, statthatte, ist aus Mangel an Funden von *Hyphoplites* nicht festzustellen.

Der Ausgangspunkt scheint im Burgunder Becken gelegen zu haben, von wo *Hyphoplites* mit der schon im Obersten Alb einsetzenden gewaltigen Cenomantransgression[86]) nach Norden und Osten vordrang. Südwärts sind Vertreter des Genus bisher nicht bekannt geworden.

Anmerkungen und Fußnoten

[1]) Neumayr: Ueber Kreideammonitiden. Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Cl. 71, S. 681.

[2]) Zittel (Grundzüge der Palaeontologie, S. 549. 1895) reihte *Hoplites* nebst Untergattungen in die Familie *Cosmoceratidae* mit dem Bemerken ein: »Ob die Gattung *Hoplites* als Nachkomme von *Cosmoceras* oder, wie Neumayr annimmt, von *Perisphinctes* zu beachten ist, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden; immerhin dürften einige *Hopliten* wie *Aulacostephanus* mit *Reineckia*, *Berriasella* mit gewissen *Perisphincten* im Zusammenhang stehen«. Demgegenüber hielt Uhlig (Einige Bemerkungen über die Ammoniten-Gattung *Hoplites* Neumayr, Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Cl. **114**, S. 631. 1905) an der Ableitung des Stammes der Neocomhopliten von *Perisphinctes* fest.

[3]) Neumayr: Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **27**, S. 925—929. 1875.

[4]) Neumayr und Uhlig: Ueber Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands. Palaeontogr. **27**, S. 162. 1881.

[5]) Uhlig: Bemerkungen *Hoplites*, S. 630.

[6]) Uhlig: Ebenda, S. 631 bezw. 629.

[7]) Sarasin: Quelques considérations sur les genres *Hoplites*, *Sonneratia*, *Desmoceras* et *Puzosia*. Bull. soc. géol. France (3) **25**, S. 776. 1897.

[8]) von Koenen: Die Ammonitiden des norddeutschen Neocom (Valaginien, Hauterivien, Barrêmien und Aptien). Abh. K. preuß. geol. Landesanst., N. F., H. 24, S. 171. 1902.

[9]) Uhlig: Bemerkungen *Hoplites*, S. 629.

[10]) Uhlig (Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Bd. 46, S. 246) schied 1883 innerhalb *Hoplites* eine jüngere von einer älteren Gruppe, legte damit den Grund zu einer 1905 durchgeführten Trennung in »Gault-« und »Neocomhopliten« sowie zu einer Aufspaltung des Genus in Familien, die Spath 1922 durchführte. Den Keim hierzu hatte bereits Neumayr in der Geburtsstunde der Gattung mitgegeben. Wie Steuer (Argentinische Juraablagerungen. Ein Beitrag zur Kenntnis der Geologie und Palaeontologie der argentinischen Anden. Palaeont. Abhandl., N. F., Bd. 3, H. 3, S. 81—94. 1897) ausführte, hat Neumayr unter *Hoplites* zwei Gruppen von sehr verschiedener Herkunft vereinigt, wie aus einem Vergleich eines der wichtigsten Gattungsmerkmale, der sehr abweichenden Lobenlinien von *Ammonites Callisto* oder *A. Leopoldi* mit der von *A. interruptus* hervorgeht. Jene Gruppen sind die *Dentati* v. Buch einerseits und Formen wie *A. interruptus* d'Orb. usw. andererseits. Beide sind sonach generisch zu trennen, und zwar ist nach Steuer die B zeichnung *Hoplites* allein auf stark verzierte Formen wie *A. interruptus* d'Orb. anzuwenden. Für die andere Gruppe brachte er den neuen Namen *Odontoceras* in Vorschlag, und indem er *A. dentatus* Sow. von *A. interruptus* d'Orb., welche d'Orbigny vereinigt hatte, abtrennte, betrachtete er *A. dentatus* Sow. und *A. splendens* als Endglieder zweier Reihen von *Odontoceras*. Gegen diese Ausführungen wandten sich Uhlig (N. Jahrb. f. Min. 1898, II, S. 532—536), Haug (Rev. crit. Paléozool., Tome 2, S. 115. 1898), Cossmann (Rev. crit. Paléozool, Tome 3, S. 45, 1899), Uhlig (Die Fauna der Spiti-Schiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Bd. 85, S. 604, Anmerk. 3. 1910), Burckhardt (Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko. Centralbl. Min. 1910, S. 628), R. Douvillé (Rev. crit. Paléozool., Tome 14. S. 268. 1910 und Tome 15, S. 107. 1911) und Kilian (Palaeocretacicum, S. 216, Anmerk. 2. 1907.

[11]) Hyatt: Cephalopoda. Eastmann-Zittel: Textbook of Palaeontology, Vol. 1, S. 584. 1900.

[12]) Jacob: Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines, S. 92 u. S. 89, Fußnote 2. 1907.

[12a]) Ueber *Ammonites interruptus* d'Orb. und *A. interruptus* Brug. vgl. die eingehenden Ausführungen von Pictet et Campiche: Description des fossiles du terrain crétacé de Sainte Croix. Mat. Paléont. suisse, sér. 2, pt. 1, S. 221. 1858—60 und Steuer: Argentin. Juraablag., S. 90.

[13]) Bayle: Fossiles principaux des terrains. Explic. Carte géol. France, **4**, Atlas, t. 60, f. 5, 6. 1878.

[14]) Jacob: Etudes, S. 91 bezw. 90.

[15]) Kilian: Unterkreide (Palaeocretacicum). Frech: Lethaea geognostica, Teil **2**, Das Mesozoicum, **3**, Kreide, S. 345, 349. 1907.

[16]) Nach Spath: On *cretaceous Ammonoidea* from Angola. Trans. R. Soc. Edinburgh, Vol. 53, pt. 1, S. 110. 1922, ist *Ammonites furcatus* Sow. bei Kilian nicht identisch mit *A. furcatus* Sow., dem Typus der Gattung *Stenhoplites* Spath. Vgl. hierzu auch Spath: On the ammonite horizons of the gault and contiguous deposits. Summ. progress geol. surv. Great Britain usw. 1922, S. 146, Fußnote 5. 1923.

[17]) Hyatt: Cephalopoda, S. 584.

[18]) Uhlig: Bemerkungen *Hoplites*, S. 629, Anmerk. 2.

[19]) Jacob: Etudes, S. 85, Anmerk. 2.

[20]) Spath: a. a. O. Angola, S. 111.

[21]) Salfeld: Kiel- und Furchenbildung auf der Schalenaußenseite der Ammonoiden und ihre Bedeutung für die Systematik und Festlegung von Biozonen. Centralbl. Min. 1921, S. 344. — Die Bedeutung der Konservativstämme für die Stammesentwicklung der Ammonoiden. Grundlinien für die Erforschung der Entwicklung der Ammonoideen der Jura- und Kreidezeit. Ebenda, S. 14.

[22]) Schindewolf: Ueber die Ausgestaltung der Lobenlinie bei den Neoammonoiden Wdkd.'s. Ebenda, S. 364. 1923.

[23]) Spath: Angola, S. 111.

[24]) Spath: On the Ammonites of the Speeton clay and the subdivisions of the Neocomian. Geol. Mag., Vol. 61, S. 86. 1924.

[25]) Spath: A monograph of the Ammonoidea of the Gault. Palaeont. Soc. 1921, S. 6. 1923.

[26]) Uhlig: Bemerkungen *Hoplites*, S. 629.

[27]) d'Orbigny: Paléontologie française. Terrains crétacés, Tome 1, Céphalopodes, S. 407, 409. 1840—1841.

[28]) Pictet et Campiche: Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix, sér. 2, pt. 1, S. 323. 1858—1860.

[29]) Sinzow: Ueber einige Ammoniten aus dem Gault des Mangyschlaks. Mém. soc. Imp. Russe Min. (2) **50**, S. 10. 1915.

[30]) Sowerby: Mineral Conchology of Great Britain, Vol. 6, S. 153. 1829.

[31]) Zittel: Handbuch der Palaeontologie, **2**, S. 476, Textfig. 664. 1881—1885.

[32]) Sinzow: Mangyschlak, S. 10.

[33]) Pictet: Traité élémentaire de Paléontologie, Vol. 2, S. 681. 1854.

[34]) d'Orbigny: Céphalopodes, S. 407, 409.

[35]) Pictet et Campiche: Sainte-Croix, S. 323.

[36]) Spath: Angola, S. 110.

[37]) Sinzow: Mangyschlak, S. 10, fügt hinzu, daß *Ammonites tuberculatus* und *A. lautus* einerseits, *A. curvatus* und *A. falcatus* andererseits je ein Paar bilden, die in denselben Verhältnis zu einander stehen, d. h. über innere und äußere Höcker verfügen, wobei bei dem einen von ihnen die letzteren früher zum Vorschein gelangen, als bei den anderen und auch stärker ausgebildet sind. Die Suturlinien dieser Ammoniten sind vollständig identisch oder jedenfalls einander sehr ähnlich, so daß diese Erscheinung auf eine enge genetische Beziehung der genannten Ammonitenpaare hinweist, und es fraglich ist, ob man diese Paarhälften zu besonderen Arten erheben muß. Bereits 1890 sprach H. Douvillé: Bull. soc. géol. France, sér. 3, Tome 18, S. 279, *A. tuberculatus*, *A. lautus* und *A. proboscideus* als Varietäten an.

[38]) Nach Spath (Ammonite horizons, S. 140) gehen von *Hoplites* s. str. (*dentatus*-Gruppe) zwei Hauptzweige aus. Der eine, *Anahoplites* Hyatt, umfaßt die durch zahlreiche Uebergänge verbundenen Gruppen des *Ammonites splendens* und *A. tethydis*. Die letztere führt zu *A. denarius* und *A. auritus*; der *Denarius*-Zweig zu *Pleurohoplites*. Der andere Hauptzweig wird von den Formgruppen des *H. tuberculatus* gebildet, welcher in *Hyphoplites* endet.

[39]) Spath: Angola, S. 110.

[40]) Jacob: Etudes, S. 86.

[41]) L. von Buch: Ueber die Ammoniten in den älteren Erdschichten. Akad. Wiss. Berlin 1830, S. 148, Fußnote 14, 18 versetzte *Ammonites falcatus* Mant. und *A. curvatus* Mant. in die Familie *Flexuosi*, worin Pictet (a. a. O. Traité, S. 685) nicht folgte, vielmehr sie bei den *Dentati* beließ.

[42]) Spath: Angola, S. 110.

[43]) Mantell: The fossils of the South Downs; or illustrations of the geology of Sussex, S. 118, Taf. 21, Fig 18. 1822. — Sharpe: Description of the fossil mollusca found in the Chalk of England. Cephalopoda. Palaeont. Soc., S. 49, Taf. 7, Fig. 8, 9. 1853; Taf. 23, Fig. 1. 1857.

[44]) Hébert et Munier-Chalmas: Fossiles du bassin d'Uchaux. Ann. sci. géol., Tome 6, S. 115, Taf. 4, Fig. 4, 5. 1875.

[45]) Mantell: Sussex, S. 117, Taf. 21, Fig. 6. — Sharpe: Cephalopoda, S. 21, Taf. 7, Fig. 7.

[46]) Semenow: Faune des dépôts crétacés de Manghyschlak et de quelques autres localités de la province transcaspienne. Trav. Soc. Imp. nat. sci. St. Pétersbourg, Vol. 29, Liv. 5. 1899.

[47]) Seeley: On Ammonites from the Cambridge greensand. Ann. Mag. Nat. Hist. London, ser. 3, Vol. 16, S. 237. Taf. 10, Fig. 2, 3. 1865.

[48]) syn. *Ammonites falcatus* Mant., Schlüter: Cephalopoden der oberen Kreide. Palaeontogr., Bd. 21, S. 14, Taf. 6, Fig. 6—8. 1871.

[49]) syn. *A. falcatus* Mantell: Sussex, Taf. 21, Fig. 12. — Sharpe: *Cephalopoda*, Taf. 7, Fig. 7a, b. — Schlüter: Cephalopoden, Taf. 6, Fig. 3—5. — Semenow: Manghyschlak, Taf. 5, Fig. 4a, b.

[50]) syn. *A. falcatus* Mant., Pictet et Campiche: Sainte-Croix, Taf. 27, Fig. 4, 5, 9.

[51]) Diese Zwischenform zwischen *falcocoelonotus* und *subfalcatus* ist syn. *A. falcatus* Mant., Pictet et Campiche: Sainte-Croix, Taf. 27, Fig. 6.

[52]) syn. *A. falcatus* Mant., Sharpe: Cephalopoda, Taf. 7, Fig. 8. — *A. falcatus* Mant., d'Orbigny: Céphalopodes, Taf. 99, Fig. 1, 4, 5.

[53]) syn. *A. falcatus* Mant., Sharpe: Cephalopoda, Taf. 7, Fig. 6.

[54]) syn. *A. falcatus* Mantell: Sussex, Taf. 21, Fig. 6. — Sharpe: Cephalopoda, Taf. 7, Fig. 5. — d'Orbigny: Céphalopodes, Taf 99, Fig. 2, 3.

[55]) syn. *A. falcatus* Mant., Pictet et Campiche: Sainte-Croix, Taf. 27, Fig. 2—7. — Semenow: Manghyschlak, Taf. 5, Fig. 5. — Söhle: Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau mit besonderer Berücksichtigung des Cenomans in den bayerischen Alpen. Geognost. Jahresh., Bd. 9, Taf. 1, Fig. 2. 1897.

[56]) syn. *A. falcatus* Mant., Pictet et Campiche: Sainte-Croix, Taf. 27, Fig. 2 nach Seeley: Cambridge, S. 238. — Vgl. auch Renevier: Notices géologiques sur les Alpes vaudoises et les régions environnantes. 3. Environ de Cheville. Bull. soc. vaud., Tome 9, S. 123. 1866 u. syn. *valbonensis* Héb. et M. Ch.: Uchaux, S. 114, Taf. 4, Fig. 3a nach Jukes-Browne: The cretaceous rocks of Britain. Vol. 1. The Gault and Upper Greensand of England. Mem. geol. surv. U. Kingdom, S. 458. 1900.

[57]) Spath: Ammonoidea Gault.

[58]) Mantell: Sussex, Taf. 21, Fig. 12.

[59]) Mantell: Ebenda, Taf. 21, Fig. 6.

[60]) Semenow: Manghychlak, S. 129, 170.

[61]) Spath: Angola, S. 110.

[62]) Joh. Böhm: Referat über Pervinquière: Etudes de Paléontologie tunisienne. I. Céphalopodes des terrains sécondaires. 1907 im N. Jahrb. f. Min., 1910 II S. — 152 —, LXXXI.

[63]) Kilian: Description géologique de la Montagne de Lure, S. 296, 297. 1889.

[64]) Grossouvre: Crétacé de la Touraine et du Maine. Guide géologique en France. 8 Congrès géol. internat., No. 5, S. 4. 1900. — Guéranger: Album paléontologique du département de la Sarthe, S. 5, Taf. 4, Fig. 3, 3'. 1867 bildet *H. falcatus* Mant. ohne nähere Fundortangabe ab. Nach Haug (Traité de Géologie, Tome 2, S. 1240. 1908/11) führt Guillier: Géologie du département de la Sarthe. Supplément par E. Chélot. 1886. *H. falcatus* aus dem Gebiet von Le Mans an.

[65]) Bigot: Normandie. Guide géol. France. 8 Congr. géol. int., No. 9, S. 31, 32. 1900.

[66]) Hébert et Toucas: Uchaux, S. 75 und d'Orbigny (Céphalopodes, S. 333 und Prodrome de Paléontologie, Tome 2, S. 146) haben noch einige Fundstellen hinzugefügt.

[67]) Sharpe: Cephalopoda, S. 117, Taf. 23, Fig. 2.

[68]) Barrois: Description géologique de la craie de l'Ile de Wight. Ann. sci. géol., Tome 6, S. 8, 15. 1875.

[69]) Jukes Browne: Cret. rocks Britain, Vol. 1, S. 458; Vol. 2, The lower and middle Chalk of England, S. 44, 71, 86, 90, 104, 122, 149, 163, 182.

[70]) A. Römer: Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, S. 88. 1841.

[71]) Nach Abschluß des Manuskriptes machte mich Herr Seitz in dankenswerter Weise auf ein in der Sammlung des Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrtes Exemplar aufmerksam, welches er von einem Regierungsbauführer aus dem im Mittellandkanal zwischen Misburg und Anderten aufgeschlossenen weißen Cenomanmergel erhalten hat.

[72]) Söhle: Oberammergau, S. 24.

[73]) Schlosser: Cenoman bayr. Alpen, S. 85.

[74]) v. Hauer: Ueber die Petrefakten der Kreide-Formation des Bakonyer Waldes. I. Cephalopoden. Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien, Bd. 44, S. 658. 1861.

[75]) Zugovic: Geologische Uebersicht des Königreichs Serbien. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., Bd. 36, S. 96. 1886.

[76]) Pictet et Roux: Description des mollusques fossiles qui ce trouvent dans les grès verts des environs de Genève, S. 59, Taf. 5, Fig. 5. 1847. Nach Sharpe, Cephalopoda, S. 49, *H.* cf. *curvatus* Mant.

[77]) Pictet et Campiche: Sainte-Croix, S. 212, Taf. 27, Fig. 10—12.

[78]) Barrois: Wight, S. 8.

[79]) Sharpe: Cephalopoda, S. 49, Taf. 7, Fig. 8, 9; Taf. 23, Fig. 1.

[80]) Jukes-Browne: Cret. rocks. Britain, Vol. 1, S. 238, Vol. 2, S. 86, 104, 122, 163.

[81]) A. Römer: Verstein. nordd. Kreidegeb., S. 89.

[82]) Söhle: Oberammergau, S. 24.

[83]) Schlosser: Cenoman bayr. Alpen, S. 85.

[84]) Hébert et Munier-Chalmas: Uchaux, S. 116.

[85]) Canu: Essai de Paléographie. Restauration des contours des mers anciennes en France et dans les pays voisins. Atlas. Taf. 30.

[86]) Vgl. von Linstow: Untersuchungen über den Beginn der großen Kreidetransgression in Deutschland. Dies. Jahrb., Bd. 39, Teil 2, S. 1—22, Taf. 1. 1919. — Gregory: Supplementary note on the geology of Benguella in relation to its Cephalopods and the history of the South Atlantic. Trans. R. Soc. Edinburgh, Bd. 53 (1), S. 161—163. 1922. — Schlosser: Cenoman bayr. Alpen, S. 95.

[87]) Stieler: Über Gault- und Cenoman-Ammoniten aus dem Cenoman des Cap Blanc-Nez. N. Jahrb. f. Min. 1922, II, S. 41, Textfig. 16.

Geologie der Umgegend von Brilon i. W.

Von Herrn **Julius Andree** in Münster i. W.

Hierzu Tafel 29 und 3 Textfiguren

Inhaltsübersicht

	Seite
Vorwort	851
I. Allgemeine Übersicht	852
II. Überblick über die bisherigen geologischen Untersuchungen	853
III. Die Schichtenfolge westl. der Altenbürener Verwerfung	855
1. Mitteldevon	855
2. Oberdevon	858
IV. Die Schichtenfolge im westl. Teil des »Briloner Sattels«	859
1. »Lenneschiefer«	859
2. Diabase und Schalstein	863
3. Massenkalk und oberste Stringocephalen-Schichten	865
4. Oberdevon	873
5. Culm	873
6. Flözleeres	877
V. Der Devon-Carbon-Sattel vom Hessenkamp nordöstl. Scharfenberg	878
VI. Tektonik	878
VII. Nutzbare Gesteine	882
Literaturverzeichnis	883

Vorwort

Die Untersuchungen im Gebiete von Brilon unternahm ich auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. TH. WEGNER-Münster, in den Jahren 1920/24.

Die nachstehenden Ausführungen erheben nicht den Anspruch auf Vollständigkeit. Bei der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit konnte zunächst nur der westliche Teil des »Briloner Sattels« einer Bearbeitung unterzogen werden. Und auch dabei mußte manches, wie z. B. das Vorkommen von Cenoman, Tertiär und Diluvium, vorläufig zurückgestellt werden. Ebenso konnte nur eine Übersichtskarte beigefügt werden; Einzelheiten müssen der Spezialkartierung überlassen bleiben.

Für eine Reihe von Auskünften bin ich den Herren Privatdozenten Dr. O. H. SCHINDEWOLF-Marburg (über Goniatiten) und Dr. R. RICHTER-Frankfurt a. M. (über Trilobiten) zu Dank verpflichtet.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Großen Dank aber schulde ich vor allem Herrn Bezirksgeologen Dr. Paeckelmann, der bei einigen Begehungen mich auf Grund seiner reichen Erfahrungen im Briloner und in anderen Devongebieten auf eine Reihe von Tatsachen aufmerksam machte, die mir bis dahin entgangen waren.

Ferner habe ich den Herren Studienrat Sage-Brilon, P. Dreyfuss-Elberfeld und Nierfeld-Brilon für die bereitwillige Überlassung von Fossilien aus dem Briloner Massenkalk zu danken.

I. Allgemeine Übersicht

Das untersuchte Gebiet umfaßt die Südostecke des Blattes Rüthen, die Nordostecke des Blattes Eversberg, den südlichen Teil von Blatt Alme und den nördlichen von Blatt Brilon, also etwa den Landstrich, der sich von den Dörfern Antfeld und Eßhoff nach Osten über Altenbüren-Rixen und Brilon-Scharfenberg bis nach Ober-Alme, Thülen und Hoppecke erstreckt.

Den größten Teil des Gebietes nimmt das kahle, mit Äckern bedeckte Kalkplateau von Brilon ein, aus dem einzelne Kalkkuppen — besonders auffallend in dem Teile zwischen Brilon und dem Bilstein bei Hoppecke — höher herausragen. Im Zentrum — wenn auch nicht der ganzen, sich bis Bleiwäsche und Madfeld erstreckenden Hochfläche, so doch des von mir untersuchten Gebietes — liegt auf einer Lenneschieferhöhe die Stadt Brilon, flankiert im Norden von den Kalkklippen des Rattmersteins, im Süden von dem Diabasrücken des Calvarienberges.

Im Norden wie im Süden wird das Plateau durch einen oder mehrere Höhenzüge begrenzt. Im Süden bestehen diese Höhen in der Hauptsache aus Diabasen des oberen Mitteldevon, die einen fast ununterbrochenen Zug bilden, vom Eisenberg im Westen über den Forstenberg, die Höhe 566 nördlich des Gimmentales, den Poppenberg (Oberdevon), die Höhe 572 bei der Helle (Oberdevon), den Hangeberg bis zum Bilstein und zur Lied nördlich des Dorfes Hoppecke.

Zwischen dem Diabashöhenzug und dem Massenkalk des eigentlichen Plateaus tritt in einem mehr oder weniger breiten Streifen Oberdevon und Culm zutage. Die harten Gesteine des letzteren haben z. T. zur Herausbildung kleinerer Vorhöhen Anlaß gegeben, vor allem zwischen dem Zwöll-Berg nördlich vom Eisenberg und dem Hölsterloh südöstlich von Brilon.

Nach Süden zu schließt sich an das Briloner Gebiet das im allgemeinen sehr viel höhere, stark zerschnittene Gebiet des Lenneschiefers mit seinen bewaldeten Höhen an.

Im Norden sind zwischen Rixen und Wülfte zwei, hier meist aus Culm bestehende Hügelketten die Grenze des Kalkplateaus, während zwischen Wülfte und Ober-Alme das waldbedeckte, kuppige Gelände des Flözleeren, das weiter nach Norden allmählich niedriger als das Plateau wird, fast unmittelbar, nur durch ein ganz schmales Culm- und Oberdevonband getrennt, an den Massenkalk angrenzt.

II. Überblick über die bisherigen geologischen Untersuchungen

Die grundlegende Arbeit über die geologischen Verhältnisse bei Brilon ist die von R. Stein: »Geognostische Beschreibung der Umgegend von Brilon« (98)[1]), in der auch eingehend die vor 1860 erschienene Literatur besprochen wird.

Als erster hat v. Dechen 1823 (»Geognostische Bemerkungen über den nördlichen Abfall des niederrhein.-westf. Gebirges«, in Noeggerath: »Rheinland-Westfalen«) das Briloner Gebiet behandelt. Er erkannte zwar schon die sattelförmige Lagerung des Massenkalkes, faßt jedoch den Lenneschiefer im Sattelkern als ein »lagerartiges Vorkommen im Kalk« auf, in dem Südschenkel sieht er eine südlich auf den Kalksattel folgende Mulde, wobei er Lenneschiefer und Culm zu einer Formationsgruppe vereinigt.

1844 beschäftigte sich Ferd. Roemer in seinem »Rhein. Übergangsgebirge» mit der Gegend von Brilon. Er vertrat die Ansicht, daß die »Grünsteine« als »plutonische Gesteine« mit der Entstehung der Schalsteine und Eisensteine im ursächlichen Zusammenhange stehen. Im übrigen geht er auf die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse nicht ein.

Eine genauere Beschreibung der Gesteinsarten gab 1855 v. Dechen in »Geognostische Übersicht des Reg.-Bez. Arnsberg« (Verh. Naturhist. Ver. Bonn). Schon vorher hatte er sich speziell mit dem Roteisenstein von Brilon befaßt (Das Vorkommen des Roteisensteins und der damit verbundenen Gebirgsarten in der Gegend von Brilon«, Arch. f. Min., Geogn., Bergbau u. Hüttenkunde 19, 1845). In letzterer Arbeit erwähnt v. Dechen bereits die große Verwerfung von Altenbüren und erklärt »das gleiche südliche Einfallen beider (Sattel-) Flügel« durch Überkippung.

Die nächste größere Arbeit ist dann die eben erwähnte von Stein 1860. Die ihr beigegebene Karte, auf der allerdings nur der südliche Teil des Gebietes dargestellt ist, zeigt das Auftreten der einzelnen Formationsglieder z. T. bedeutend richtiger als die zwei Jahre früher erschienene »Geol. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen« von v. Dechen. Stein gibt auch einen geschichtlichen Rückblick (a. a. O., S. 215—219), wie im Laufe der Zeit die Anschauungen über die stratigraphische Stellung des »Eifelkalkes«, der Eisensteine, des »Kramenzel«, des »Culm« usw. wechselten. Er setzt ferner die verschiedenen Ansichten über die Entstehung und den Ursprung der Grünsteine und des Schalstein auseinander (S. 263). Für die Bildung des Briloner Sattels nimmt er »partielle Hebung des Gebirges« an und begründet damit auch das Auftreten großer Verwerfungen bei Altenbüren und an der Strecke Thülen-Hoppecke. Jedoch meint er, »die wahrscheinliche Ursache der Hebungen wird sich schwerlich ermitteln lassen«. Die Gliederung der Schichten ist bei

[1]) Die Ziffern beziehen sich auf das am Schluß beigefügte Literaturverzeichnis.

Stein nach v. Dechen (Lenneschiefer, Massenkalk, Flinz, Kramenzel usw.) durchgeführt. Die Eisensteine erklärt er als metasomatisch entstanden. Er rechnet sie übrigens im Gegensatz zu früheren Autoren dem Stringocephalenkalk zu. Die große Breitenzunahme des Massenkalkes nach Osten hin führt Stein auf wiederholte Sattel- und Muldenbildung zurück.

Eine weniger wichtige Veröffentlichung ist die von Schülcke, die nur ein »Verzeichnis der Versteinerungen aus der Umgegend Brilons« bringt (Verh. Naturhist. Ver. Bonn 1867).

Mit der Fauna des Roteisensteins und des Oberdevon beschäftigen sich zwei Arbeiten von Kayser (»Fauna des Roteisensteins von Brilon«, Zeitschr. D. Geol. Ges., 1872, und »Über die Fauna des Nierenkalkes vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden unweit Brilon«, ebda., 1873). In der ersteren erbringt Kayser den Beweis für das hochmitteldevonische Alter der Eisensteine.

1884 erschien Bd. II der »Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen« von v. Dechen. Der Verfasser betont hier noch einmal das südliche Einfallen aller Schichten im Briloner Sattel. Die eigentümliche Lagerung der Schichten im Südflügel erklärt er durch eine »mit Untercarbon« aufgefüllte Mulde (s. Bl. Berleberg der Dechen'schen Karte). Er erwähnt ferner die beiden Verwerfungen von Altenbüren und Thülen-Hoppecke.

Eine kurze Notiz über den Fund von Murchisonien im Briloner Massenkalk bringt Sandberger im N. Jahrb. f. Min. 1885.

Näher geht dann auf die geologischen Verhältnisse E. Schulz ein in der »Geognostischen Übersicht der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe« (Verh. Naturh. Ver. Bonn, 1887) und »Beschreibung der Bergreviere« (1890). Schulz betont, daß »sich an den Massenkalk (-Sattel) nach Norden wie nach Süden jüngere Schichten anlehnen, doch nicht mehr in der regelmäßigen Folge, die ein normaler Sattel erheischen würde, sondern durch Störungen beeinflußt in unregel-Folge«. Die eigentümliche Lagerung der Schichtenglieder im Norden des Massenkalkes wird auf »eine spitzwinkelig gegen die Schichten verlaufende Gebirgsstörung« zurückgeführt. Die »erstaunliche Unregelmäßigkeit« im Südschenkel wird nach Schulz dadurch hervorgerufen, daß der Briloner Sattel als ein »Gebirgskeil« »zwischen zwei mächtigen Überschiebungen, der Linie Altenbödingen-Meggen-Padberg im Süden und der Linie Küntrop-Altenbüren-Bleiwäsche im Norden eingeklemmt« ist und daß »namentlich durch den Druck der südlichen Überschiebung ein weiteres Zerbrechen erfolgte, das die regellose Schichtenfolge am Südrande verursachte«.

Denckmann hat dann in zwei über andere Themen handelnden Arbeiten einige Einzelheiten aus der Briloner Gegend hervorgehoben (s. Literaturverzeichnis 13 und 20).

Die Diabase von Brilon hat Leclerq eingehend untersucht (s. 55).

Mit dem Nachbargebiet des eigentlichen Briloner Sattels beschäftigte sich Wedekind in einer Reihe von Veröffentlichungen (s. 100 bis 103 und 105).

Die Angabe v. Dechen's über Auftreten von Culm am Südhang des Eisenberges (nordöstlich Olsberg) korrigierte Henke (»Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes«, Zeitschr. D. Geol. Ges. 65, 1913). Er hält diesen Culm für »Alaunschiefer des obersten Mitteldevon«.

In seiner »Geologie Westfalens« 1913 bespricht Wegner den Briloner Sattel im Anschluß an v. Dechen und E. Schulz, jedoch ohne sich die falschen tektonischen Anschauungen von Schulz zu eigen zu machen. Wegner betont vielmehr, daß im Nordschenkel des Sattels streichende Verwerfungen auftreten.

Zuletzt hat H. Schmidt in seiner Arbeit »Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke« (Jahrb. Pr. Geol. Landes-Anst. f. 1920, XLI, I, 1921) mehrfach Angaben über einzelne in der Briloner Gegend auftretende Schichtenglieder gemacht.

III. Die Schichtenfolge westlich der Altenbürener Verwerfung

1. Mitteldevon

a) »Lenneschiefer«

Im Gebiete westlich der bekannten Altenbürener Verwerfung treten »Lenneschiefer« südlich des »Hölzernen Peter« und des Steinberges, im Langen Berg, Rinkendahl und in der Helbeke auf und zwar als Liegendes eines Kalkbandes, das — über das ganze Bl. Eversberg verfolgbar — seinerseits das Liegende der Tonschiefer, Diabase und der Flinz- und Dachschiefer des oberen Ruhrtales bildet.

Die »Lenneschiefer« sind dunkelbraune oder dunkle, schwarzblaue, z. T. auch hellgraue oder hellbläuliche Schiefer, mehr oder weniger sandig, glimmerig und mit stark wechselnden Kalkgehalt. Als Einlagerungen treten dickere oder dünnere Bänke von tiefdunklem Kalk auf, so im Tale zwischen dem Steinberg und dem Langen Berge. Am Langen Berge selbst, am Rinkendahl und in der Helbeke habe ich Kalkeinlagerungen nicht mehr beobachtet.

Fossilien fanden sich am Osthang des Langen Berges an der Wegböschung der Chaussee Altenbüren-Olsberg dicht bei einem alten (jetzt zugewachsenen) Steinbruche:

Spirifer elegans Steining.
Spirifer mucronatus var. *diluviana* Steining.
Spirifer undiferus F. Roem.
Spirifer spec.
Atrypa aspera Schloth.

Einen Schluß auf die Altersstellung dieser Schichten lassen die Fossilien nur schwer zu, deren Vorkommen folgendes ist:

Spirifer elegans, *Spirifer mucronatus* var. *diluviana* } in der Calceola- und Stringocephalen-Stufe.

Atrypa aspera, bisher nur aus dem oberen Mitteldevon bekannt, nach Döring (22, S. 37) auch im oberen Calceola-Niveau.

Lediglich *Spirifer undiferus* kommt in tieferen als obermitteldevonischen Schichten nicht vor.

Ich rechne die Lenneschiefer vom Langen Berge bis zum Südhang des Steinberges und den »Hölzernen Peter« dem oberen Mitteldevon zu auch in Anlehnung an Stock (99), der in den Schiefern eine *Calceola sandalina* Lam. mut. *alta* R. Richt. fand. Nach Rud. Richter (72, S. 31) weist mut. *alta* auf die Zugehörigkeit der betreffenden Schichten zur Stringocephalen-Stufe hin. Wenn sich die Untersuchungen Richter's auch nur auf die Eifel erstreckten, so werden wir weiter unten sehen, daß die Resultate Richter's auch für das rechtsrheinische Mitteldevon Gültigkeit haben (s. S. 861).

Diese stratigraphische Stellung der Lenneschiefer stimmt überein mit der übrigens auch von Holzapfel (40, S. 400 und 527) geteilten Anschauung von E. Schulz (92, S. 77).

Südlich des Langen Berges am Rinkendahl dürften jedoch schon ältere, untermitteldevonische Schichten auftreten. Stein (98, S. 224) führt von einem Fundpunkt an der Westseite des Rinkendahl am Wege Brilon-Olsberg[1]) folgende Fossilien auf:

Cyathophyllum
Favosites cristata Blumenbg. (= *F. dubia* Edw. u. H.)
Alveolites suborbicularis Lam.
Calceola sandalina Lam.
Pentacrinus
Fenestella aculeata Sandg.
» *subrectangularis* Sandg.
Dalmanella (*Orthis*) *tetragona* F. Roem. (= *Orthis opercularis* Sandg.)
Orthis spec.
Spirifer speciosus Br.

Von diesen kommt *Dalmanella tetragona* nach Kayser (45, S. 605) ziemlich selten im Zentrum der Calceola-Schichten vor; *Spirifer speciosus* findet sich nach Scupin (95, S. 94) besonders in den Calceola-Schichten der Eifel, nach Döring (22, S. 16) in der unteren Calceola-Stufe bei Gummersbach, nach Schulz (90, S. 205) auch noch ausnahmsweise in der Crinoiden-Schicht. Es handelt sich also um zwei fast ausschließlich dem unteren Mitteldevon angehörende Brachiopoden, die nach der Fundortangabe Stein's aus Schichten im Liegenden meines Fundpunktes an der Chaussee Altenbüren-Olsberg stammen müssen. Die Annahme, daß wir hier schon Lenneschiefer des unteren Mitteldevons vor uns haben, dürfte also wohl berechtigt sein. In der Übersichtskarte von E. Schulz sind diese Schichten allerdings noch als oberes Mitteldevon angegeben. (Vergl. hierzu S. 863.)

b) Kalke

Im Hangenden (scheinbar Liegenden) der eben beschriebenen »Lenneschiefer« treten am Südhang des »Hölzernen Peter« und des Steinberges die eingangs schon erwähnten, kaum mehr als \100 m mächtigen, hellen bis dunklen Kalke auf, die auf Bl. Eversberg einen schmalen, ununterbrochenen Zug bilden und nach Stock (99) massige Ausbildung zeigen. In dem von mir untersuchten Teil dieses Zuges sind die Kalke nur in einem kleinen Bruche ungefähr direkt südlich der höchsten Kuppe des Steinberges aufgeschlossen. Die Kalke sind hier geschichtet und reich an allerdings schlecht erhaltenen Korallen. Es ließen sich feststellen:

[1]) Nicht die erst kürzlich erbaute Chaussee Altenbüren-Olsberg!

Favosites polymorpha Goldf. spec.
Cyathophyllum spec.

Von Stein (98, S. 228) wurde der Kalk dem Stringocephalen-Niveau zugerechnet, von E. Schulz (92, S. 150) dem *Actinocystis*-Kalk gleichgesetzt, Holzapfel (41, S. 186) läßt die Eingliederung des Kalkes unbestimmt. Nach den von Stock (99) in diesem Horizont gemachten Fossilfunden kann über das Alter des Kalkes kein Zweifel bestehen. Sie sind »an die Basis der oberen Abteilung des oberen Mitteldevons zu stellen«.

c) Tonschiefer

Der Kalk wird überlagert (im scheinbar Liegenden) von wenig mächtigen Tonschiefern. Stock (99) beschreibt sie als graugelbe, ziemlich kalkige Schiefer von flaseriger Struktur. Ich fand die Schiefer nicht aufgeschlossen. Ihr Vorhandensein läßt sich nur an vereinzelten grauen Schieferbrocken als Lesesteinen feststellen. Sie scheinen nach Altenbüren hin an Mächtigkeit abzunehmen.

Stock stellte folgende Fossilien in ihnen fest:

Calceola sandalina Lam. mut. *alta* R. Richt.
Pentamerus cfr. *globus*
Atrypa reticularis L.
Orthis striatula Schloth.

Die Altersstellung der Tonschiefer ist durch ihre Lagerung über den vorbeschriebenen Kalken gegeben.

d) Schalstein[1])

Im Hangenden der grauen Tonschiefer finden sich auf dem ganzen Blatt Eversberg Schalsteine, außerdem auf der Strecke von Velmede bis Ostwig Diabasporphyrit. Zwischen Ostwig und Antfeld hat Stock einen nur ganz schmalen Streifen Schalstein festgestellt. Östlich der großen Antfelder Verwerfung wird der Schalstein im »Hölzernen Peter« bedeutend mächtiger, und diese Mächtigkeit von etwa 100 m hält auch im Steinberg an. Die Schichten des Steinberges sind infolge einer kleinen Nordwest—Südost verlaufenden Störung gegen die des »Hölzernen Peter« nach Süden verschoben. Der Schalstein des Steinberges ist nur in einigen Klippen auf dem Gipfel aufgeschlossen. Fossilien wurden in ihm nicht gefunden.

e) »Flinz«

Über dem Schalstein des »Hölzernen Peter« und des Steinberges tritt eine oberflächlich auf weite Erstreckung hin verfolgbare Serie von Flinzschiefern mit Flinzkalken auf. Stock (99) unterscheidet auf Blatt Eversberg in diesem Horizont drei Abteilungen:

3. schwarze Tonschiefer mit Flinzkalkbänken,
2. »Nuttlarer Dachschiefer«,
1. vorwiegende Flinzkalke,

die sich jedoch in ihren Grenzen gegeneinander nicht festlegen ließen und auf der Übersichtskarte von Stock als ein Horizont dargestellt

[1]) Siehe hierzu auch 8, S. 453; ferner 32, S. 109.

wurden. Die wahre Mächtigkeit der Schichten ist bei weitem nicht so groß, wie man aus ihrer oberflächlichen Ausdehnung schließen könnte, da eine intensive Spezialfaltung in dem ganzen Schichtenpacken auftritt.

In dem von mir untersuchten Teil unmittelbar westlich der Altenbürener Verwerfung läßt sich der Horizont überhaupt nicht mehr gliedern, da Aufschlüsse fast vollkommen fehlen. Vor allem sind die typischen Dachschiefer der Nuttlarer Gegend und die »vorwiegenden Flinzkalke» schon östlich der von Stock festgestellten großen Antfelder Querverwerfung nicht mehr vorhanden. Kleine Aufschlüsse, die dunkle Schiefer in Wechsellagerung mit dünnen dunklen Flinzkalken zeigen, finden sich am Nordwesthang des »Ellmerburg« und an oder dicht bei der Straße Altenbüren-Rixen, vor allem in der Nähe der »Kreuzberg« genannten Anhöhe nördlich Altenbüren. Der ganze Schieferpacken würde also in seiner petrographischen Ausbildung etwa der obersten Abteilung Stock's dieses Horizontes entsprechen, die Stock als eine Folge von Tonschiefer- und Kalkbänken charakterisiert, bei denen die Schiefer überwiegen, während die Kalklagen nach oben zu einmal dünner werden, dann auch spärlicher auftreten und sich allmählich in Knotenreihen auflösen. Diesen Übergang im Kalkknotenschiefer habe ich im Gebiet nördlich des »Ellmerburg« nicht feststellen können. Fossilien fanden sich nirgends.

Stock stellt den ganzen »Flinz« in das obere Mitteldevon in Anlehnung an Holzapfel (41, S. 186), der in diesen Schichten bei Meschede *Stringocephalus Burtini* Defr. und *Uncites gryphus* Schloth. fand. Henke (35, S. 604) dagegen rechnet nur den unteren Teil dem oberen Mitteldevon zu und setzt die hangenden Partien als »Tentaculitenschiefer mit Flinzkalken« an die Basis des unteren Oberdevon. Auch Gräfenkemper (32, S. 113) bezweifelt, daß die gesamten Flinzschichten lediglich dem Mitteldevon angehören sollen.

Die stratigraphische Stellung der obersten Schichten dieses Horizontes muß noch ungewiß bleiben, bis Fossilfunde eine genaue Eingliederung erlauben.

2. Oberdevon

Stock unterscheidet auf Bl. Eversberg fünf verschiedene Horizonte im Oberdevon:

5. hangende grüne Tonschiefer,
4. bunte Kalkknotenschiefer,
3. rote und grüne Cypridinenschiefer,
2. grau-grünliche Tonschiefer,
1. plattige, graue Kalke.

Diese Schichtenfolge läßt sich, wenn auch fast ausschließlich nur durch Lesesteine, am Südhang des Ebb-Berges und bei der südlich davon gelegenen Höhe 548,7 ebenfalls feststellen. Lediglich die bunten Kalkknotenschiefer sind äußerst dürftig an der Chaussee Antfeld-Eßhoff am Ebb-Berg aufgeschlossen.

Östlich des Ebb-Berges ändert sich diese regelmäßige Aufeinander-

folge der Schichten. Vier Querverwerfungen verschieben die einzelnen Horizonte gegeneinander. Nach dem Glennetal zu grenzen teils rote und grüne Schiefer, teils graugrüne Schiefer an Culm, so daß also die obersten Schichten des Oberdevons infolge streichender Verwerfungen nicht mehr an die Oberfläche kommen. Am Südosthang der Höhe 559,5 sind auch die »plattigen Kalke« im Liegendsten der Oberdevonschichten durch eine Verwerfung unterdrückt.

Nur am Westhang des Winterthal und am Südhang des Sonnenknapp tritt in einem schmalen Streifen noch einmal eine etwas vollständigere Folge der Oberdevonhorizonte auf. Die plattigen, dunklen Kalke mit geringmächtigen Zwischenlagen von grau-grünem Tonschiefer sind am Westfuß des Winterthal in einem Steinbruch gut aufgeschlossen. Nach dem Hangenden scheinen die Schiefer an Mächtigkeit zuzunehmen, während sich die Kalkbänke in Kalkknotenreihen auflösen. Es finden sich jedenfalls etwas nördlich des erwähnten Steinbruchs an einer Geländekante typische Kalkknotenschiefer. Ein weiterer, fast gänzlich zugewachsener Steinbruch ebenfalls an der Chaussee Altenbüren-Rixen zeigt dann bereits ein Überwiegen der grau-grünlichen Schiefer, in die nur noch hin und wieder dickere oder dünnere Kalkbänkchen eingeschaltet sind. Die grau-grünen Schiefer stehen in kleinen Partien am Wege zum Sonnenknapp an; am Fuße dieses Hügels sind durch eine neue Weganlage die roten und grünen Schiefer aufgeschlossen. Diese grenzen mit einer streichenden Verwerfung an Kieselkalke des Culm, die auf dem Gipfel des Sonnenknapp anstehen.

Fossilien haben die Oberdevonschichten bisher nicht geliefert.

Stock läßt mit dem Horizont der plattigen, grauen Kalke — den Henke (35, S. 604) nicht festgestellt hat oder noch zu den »Tentaculitenschiefern mit Flinzkalken« rechnet — das Oberdevon beginnen, nimmt aber sonst von einer Parallelisierung seiner Oberdevonstufen mit anderen bekannten Vorkommen infolge Mangels bestimmbarer Fossilien Abstand.

In seiner Übersichtskarte hat er die Horizonte 4 und 5 vereinigt, da eine genaue Grenze zwischen beiden nicht festzustellen sei. Ich halte es dagegen für richtiger, die hangenden grünen Tonschiefer auch auf der Karte zur Darstellung zu bringen, dagegen die »roten und grünen Cypridinenschiefer«[1]) und die »bunten Kalkknotenschiefer« zusammenzufassen. Es entspricht das weit eher den Verhältnissen östlich der Altenbürener Störung.

IV. Der westliche Teil des „Briloner Sattels".

1. »Lenneschiefer«

Im »Briloner Sattel« treten »Lenneschiefer« zweimal auf, im Sattelkern und als liegendste Schichten des Südschenkels.

[1]) In den roten und grünen Schiefern habe ich weder westl. noch östl. der Altenbürener Störung Cypridinen gefunden.

a) »Lenneschiefer« des Sattelkerns

Die Schiefer beginnen an der Altenbürener Verwerfung auf der Strecke etwa von der Mitte des Dorfes Altenbüren bis zum »Kreuzberg« und ziehen sich, durch eine Reihe von Querverwerfungen zerschnitten, bis etwa zur Ostseite der Stadt Brilon, wo sie wiederum mit einer Querverwerfung gegen Massenkalk abschneiden.

Die petrographische Ausbildung ist die gleiche wie die der »Lenneschiefer« südlich des Steinberges. Auch das Vorhandensein dünner Kalkeinlagerungen läßt sich hin und wieder an Lesesteinen feststellen.

Aufschlüsse sind selten. Nur an wenigen Stellen treten die Schiefer zutage, so im östlichen Teil der Haar, auf der Höhe 495,1, der Höhe 491,5 südlich vom Rattmerstein und an dem Wege, der zwischen den beiden letzteren Höhen von der Stadt Brilon zu den Aamühlen führt. Dementsprechend fanden sich auch Fossilien sehr spärlich. Ich sammelte:

1. Auf der Haar, östlicher Abhang, in der Nähe von »Kleinschmidts Mühle«:

Pentamerus galeatus Dalm.

2. An der Wegböschung des Weges Brilon-Aamühlen nördlich der Höhe 495,1:

Chonetes minuta Goldf.

3. in der Ziegelei Kraft, nord-nordöstlich Brilon:

Calceola sandalina Lam. mut. *alta* R. Richt.
Cyathophyllum heterophyllum Edw. u. H.
» *ceratites* Goldf.
Favosites polymorpha Goldf. spec.
Pentamerus galeatus Dalm.
Atrypa reticularis L.
» *aspera* Schloth.
Phacops spec.

Ferner fanden sich hier (nach liebenswürdiger Mitteilung von Herrn Dr. Paeckelmann):

Heliolites porosa Goldf
Cupressocrinus
Fenestellen.

Die meisten Fossilien lieferte:

4. der am Rattmerstein angefahrene Bauschutt aus der Stadt Brilon selbst:

Cyathophyllum ceratites Goldf.
Fenestella spec.
Orthis canalicula Schnur
» *striatula* Schloth
Leptaena rhomboidalis Wilenbg.
» spec.
Orthothetes umbraculum Schloth. spec.
Chonetes crenulata F. Roem.
Chonetes minuta Goldf.
» spec.
Rhynchonella pentagona Goldf.
Atrypa aspera Schloth.
Dechenella Burmeisteri R. Richt.
Proetus spec.
Cryphaeus aff. *stellifer* Burm.

Stein (93, S. 226) führt aus dem Lenneschiefer »zwischen Altenbüren und Brilon« auf:

Calceola sandalina Lam.
Cyathophyllen
Favosites gracilis Edw. u. H.
Cupressocrinus teres A. Roem.
Pentacrinus
Fenestella aculeata Sandg.
Fenestella rectangularis Sandg.
Pentamerus galeatus Dalm.
Spirifer ostiolatus Schloth.
Tentaculites subcochleatus Sandg.
Phacops latifrons Bronn.

Bezüglich der Frage nach dem Alter der »Lenneschiefer« scheiden — abgesehen von den im ganzen Devon bezw. im Unter- und Mitteldevon vorkommenden — folgende Fossilien aus, die W. E. Schmidt (86, 564) z. T. noch als leitend für oberen Mitteldevon angibt, die jedoch von Döring (22, S. 57 und 59) auch aus den Calceola-Schichten bezw. nur aus den oberen Calceola-Schichten von Gummersbach genannt werden:

Cyathophyllum heterophyllum Edw. u. H.
Rhynchonella pentagona Goldf.
Atrypa aspera Schloth.

Dem oberen Mitteldevon gehören an:

Calceola sandalina Lam. mut. *alta* R. Richt.
Spirifer aperturatus Schloth.
» *undiferus* F. Roem.
Orthis canalicula Schnur.
Chonetes crenulata F. Roem.
Dechenella Burmeisteri R. Richt.

Von Wichtigkeit ist das Vorkommen von *Calceola sandalina* Lam. mut. *alta* R. Richt. Schon oben war darauf hingewiesen, daß das Vorkommen von mut. *lata* und mut. *alta* in der Eifel im Calceola- bezw. im Stringocephalen-Niveau auch wohl für das rechtsrheinische Schiefergebirge zutreffen würde. Wegner-Münster fand in den unteren Finnentroper Schichten bei Finnentrop zwei Calceolen mit einem Winkel von 53° und 58°, bei Letmathe im Flinzkalk über dem Massenkalk mehrere solche, darunter eine besonders gut erhaltene mit einem Winkel von 48°. Stock (99) gibt, wie oben erwähnt, aus dem »Lenneschiefer« unmittelbar im Liegenden des »massigen Kalkes« bei Bestwig mut. *alta* an (mit Winkeln von 52°, 51° und 48°), außerdem aus dem Schiefer im Hangenden dieses Kalkes eine *Calceola* mit einem Winkel von 43°. In dem Stock'schen Material befinden sich noch zwei Calceolen aus den Mühlenberg-Schichten bei Meschede mit Winkeln von 60° bezw. 66°. Die Funde ergeben also folgendes Bild:

Calceola sandalina mit einem Winkel von:

In Schichten der oberen Abteilung des oberen Mitteldevons	Flinzkalk bei Letmathe 48°	Schiefer Bl. Eversberg 43°
Im unmittelbar Liegenden des »massigen Kalkes« (Basis d. ob. Abteilung d. ob. Mitteldevons) bzw. des Massenkalkes	»Lenneschiefer« bei Bestwig 48°, 52°, 51°	»Lenneschiefer« Zieg. Kraft bei Brilon 52°
In unteren Schichten des oberen Mitteldevons	bei Finnentrop 53°, 58°	
In mittleren Schichten des unteren Mitteldevons	bei Meschede 60°, 66°	

Die Tabelle zeigt, daß auch im Sauerland die schmalen Formen der *Calceola* in den Stringocephalen-Schichten auftreten.

Von den vorgenannten Fossilien gehören ferner dem oberen Mitteldevon an:

Orthis canalicula Schnur.
Spirifer aperturatus Schloth.
» *undiferus* F. Roem.
Dechenella Burmeisteri R. Richt.

Die drei letzteren gehen auch bis in das untere Oberdevon (s. 95, S. 64 und 79, ferner 71, S. 239).

Nach dem vorstehend Gesagten erscheint es mir nicht zweifelhaft, daß die »Lenneschiefer« im Kern des »Briloner Sattels« (wie die im unmittelbar Liegenden des Kalkes am Steinberg) dem oberen Mitteldevon zugerechnet und den Oberhonseler Schichten bei Letmathe gleichgesetzt werden müssen.

Auch Schulz (93, Übersichtskarte) rechnet die Schiefer im Sattelkern dem oberen Mitteldevon zu (vergl. ferner Holzapfel, 40, S. 324).

Zu fast dem gleichen Resultate kommen ferner Wedekind (108, S. 24) und Amanshauser[1]) durch die Gliederung des Mitteldevons auf Grund von Korallen. Die Oberhonseler Schichten Denckmann's umfassen nach ihnen die oberste Stufe des »mittleren« und die unterste Stufe des »oberen« Mitteldevons in unmittelbar Liegenden des Massenkalkes (Wedekind, 108, S. 30).

Stein (98, S. 226) führt aus dem »Lenneschiefer« zwischen Altenbüren und Brilon mit der näheren, aber immer noch sehr unbestimmten Fundortangabe »bei Altenbüren« *Spirifer ostiolatus* Schloth. an. Dieser Brachiopode ist nach Scupin (95, S. 31) sehr verbreitet im unteren Mitteldevon, nach Kayser (45, S. 564) besonders im oberen Teil der Stufe. Nach F. Roemer (73, S. 71) kommt er auch noch in der Crinoiden-Schicht vor. Aus den Oberhonseler Schichten wird er nicht erwähnt. Da er also noch an der Basis des oberen Mitteldevons auftreten kann, so ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß der Lenneschieferkern des »Briloner Sattels« von älteren Schichten als den Oberhonselern gebildet wird, d. h. von denen der Unterhonseler Stufe.

b) »Lenneschiefer« am Südrand des »Briloner Sattels«

Die liegendsten Schichten im Südschenkel des Briloner Sattels werden von Schiefern gebildet, die im großen und ganzen in ihrem petrographischen Habitus nicht von den bisher besprochenen Lenneschiefern abweichen. Nur habe ich Kalkeinlagerungen nicht finden können. Die Schiefer werden bis auf wenige Punkte, an denen sie unmittelbar an oberdevonische Schichten grenzen, auf der ganzen Strecke von der Altenbürener Verwerfung bis nach Hoppecke von Diabasen überlagert.

Ich selbst habe in diesen Lenneschiefern keine Versteinerungen gesammelt. Auch Stein (98, S. 224) nennt nur eine Fundstelle am südwestlichen Fuß des Eisenberges und gibt von dort folgende Fossilliste:

Pleurodyctyum problematicum Goldf.
Cyathophyllen
Calceola sandalina Lam.
Pentacrinus
Leptaena
Spirifer ostiolatus Schloth.
Athyris (Spirigera) concentrica v. Buch.
Tentaculites sulcatus Sandg.

[1]) Biostratigraphie des Lenneschiefers. Diss. Marburg. Die Arbeit selbst war mir nicht zugänglich, da sie sich z. Zt. im Druck befindet. Sie wird im N. Jahrb. f. Min. erscheinen.

Für die Horizontierung dieser »Lenneschiefer« ist von Bedeutung, daß *Pleurodyctyum problematicum* nach Döring (22, S. 17) nur bis in die unteren Calceola-Schichten geht, in denen *Spirifer ostiolatus* zum ersten Mal auftritt. Somit würden die Schiefer der unteren Calceola-Stufe angehören. Hieraus zu folgern, daß die gesamten Lenneschiefer im Liegenden des Diabaszuges zum unteren Mitteldevon zu stellen sind, ist nicht angängig. Die Fundortsangabe »Südwestfuß des Eisenberges« ist so unbestimmt, daß der Fundort auch westlich der Altenbürener Verwerfung liegen kann. Hier aber ist das Vorkommen von unterem Mitteldevon durchaus verständlich (vergl. S. 14).

Wie mir Herr Paeckelmann freundlichst mitteilte, hat sich inzwischen in Lenneschiefern westlich vom Bilstein eine Fauna gefunden, die darauf hindeutet, daß die Schiefer dem oberen Mitteldevon angehören. Es ist deshalb wohl angezeigt, vorläufig die Lenneschiefer des Südschenkels denen im Sattelkern gleichzustellen.

2. Diabase und Schalstein

a) Am Südrand des Sattels

Über den Lenneschiefern am Südrand des Briloner Sattels liegen in fast ununterbrochener Kette die früher »Grünsteine« genannten, auf der v. Dechen'schen Karte als »Labradorporphyre« bezeichneten Diabasgesteine.

Die »Grünsteine« auf den Blättern Eversberg und Brilon sind ausführlich beschrieben worden von Gräfenkemper (32) und von Leclerq (55). Die erste eingehende Darstellung ihres Vorkommens gab v. Dechen (8, S. 453).

In der Hauptsache treten auf Blatt Brilon Diabasmandelsteine auf, weniger häufig Schalsteine, untergeordnet Diabasporphyrit und nur an zwei Stellen am Bilstein bei Hoppecke Diabas.

Eisenberg und Forstenberg werden in der Hauptsache von Diabasmandelstein gebildet[1]). Schalstein habe ich nur in einer kleinen Partie am Westhang des Eisenberges feststellen können, ferner bestehen aus ihm die Klippen der Höhe 589,6 des Forstenberges. »Kristallstuff« (s. Gräfenkemper, 32, S. 162) kommt — allerdings nur in Lesesteinen — in der Nähe des Versuchsschachtes »Bertha« zwischen dem Eisen- und Forstenberge vor.

Die Höhen zwischen Forstenberg und Hangeberg werden wie dieser letztere selbst ebenfalls vorwiegend von Diabasmandelstein ge-

[1]) Es sei erwähnt, daß sich die kugelige Absonderung des Diabasmandelsteines, wie sie Gräfenkemper (32, S. 152) von einem Aufschlusse am Lötmaringer Wege südlich Meschede und Dathe (s. 32, S. 153) vom Gallenberge bei Lobenstein erwähnen, ganz ausgezeichnet an der Ostwand im städtischen Steinbruch am Südhang der Höhe 593 des Forstenberges beobachten läßt. Die Kugeln, die z. T. auch etwas ovale Form annehmen, haben oft mehr als 60 cm Durchmesser und zeigen stets sehr deutlich die konzentrisch angeordneten Dampfporen. Es finden sich außerdem Nebengesteinseinschlüsse, die dunkel-blauschwarz und von außerordentlicher Härte sind und in großen Schlieren zwischen den Mandelsteinkugeln lagern. Gräfenkemper (32, S. 153 u. 169) hat Einschlüsse dieser Art als Kalke gedeutet, die durch Kontakt in ein hornfelsähnliches Gestein umgewandelt sind.

bildet. Noch fraglich ist das Vorkommen von Schalstein auf einer kleinen Höhe südöstlich der Höhe 605 des Poppenberges, da das Gestein nicht anstehend, sondern nur in Lesesteinen angetroffen wurde. Etwas südlich dieses Punktes sind Mandelsteine aufgeschlossen, die kugelige Absonderung — gewöhnlich von Faustgröße — aufweisen.

Weiterhin tritt auf der Westseite des Hangeberges in einem kleinen, tannenbewachsenen Hügel westlich vom Eisenbahntunnel Schalstein auf, der z. T. größere Kalkbrocken und Kalkbänke in sich einschließt. Auch nördlich vom Hangeberg steht in dem Eisenbahneinschnitt vor dem Tunnel Schalstein an, der stellenweise große Tonschiefer- und Kalksteinpartien enthält.

Westlich von letzterem Vorkommen findet sich der von Leclerq (55, S. 87) erwähnte Diabasporphyrit. Der Hangeberg selbst und die Klippen auf seinem Osthang bestehen aus Diabasmandelstein.
Zwischen dem Hangeberg und dem Bilstein tritt der Lenneschiefer unmittelbar an oberdevonische Schichten. Der »Grünstein« ist unterdrückt. Im Lenneschiefer finden sich jedoch zwei kleinere Vorkommen von Diabas, das nördliche ist eine langgestreckte, schmale Kette von aufragenden Klippen, das südliche ist in einem Steinbruch bei der Höhe 533 aufgeschlossen.

Dieser Lenneschiefer ist durch eine SO—NW verlaufende Querverwerfung von den Diabasen des Bilsteins bei Hoppeke abgeschnitten. Im Südhang des Bilsteins tritt Diabasporphyrit[1]) auf; der große Steinbruch im Jagen 133 steht im Diabas, der eigentliche Kamm und der Nordhang werden von Schalstein gebildet.

Auf der Lied — vom Bilstein durch die große Verwerfung Thülen-Hoppecke getrennt — konnten zwei wenig mächtige Packen von Diabasmandelstein festgestellt werden, die oberdevonische Kalkknotenschiefer zwischen sich einschließen.

Aus dem eben Gesagten geht hervor, daß die Ansicht F. Roemer's (73, S. 39), am Südrand des »Briloner Sattels« bilde überall Schalstein in einer Mächtigkeit von 200—300 Fuß das Liegende des Eisensteins, nicht ganz richtig ist[2]). Die sehr eingehende Untersuchung v. Dechen's (8, S. 453) nennt sogar nur drei Vorkommen von Schalstein bezw. »Schalstein-Porphyr« (= »Kristallstuff«).

Die Diabase werden wie die auf Blatt Eversberg als Deckenergüsse aufzufassen sein.

Die Frage nach der stratigraphischen Stellung der Diabase im Südschenkel des Briloner Sattels war von jeher umstritten. Nach E. Schulz (93, S. 63) sollen hier infolge einer großen, von Meggen über Olsberg nach Padberg verlaufenden Überschiebung die »*Orthoceras*-Schiefer« an Oberdevon grenzen. An dieser Bruchlinie sind dann die von Schulz als Intrusivlager carbonischen Alters angesehenen Diabase emporgedrungen. Spätere Untersuchungen haben ergeben, daß einmal die Überschiebung Meggen-Padberg nicht existiert (33,

[1]) S. Möhl, 60, S. 710.
[2]) Dieser Ansicht Roemers schließt sich übrigens auch Holzapfel an (40, S. 323).

S. 34), und daß zweitens die Diabase nicht carbonischen, sondern devonischen Alters sind (40, S. 329/30). Diese Tatsache ist jetzt allgemein anerkannt, so daß sich eine nähere Erörterung erübrigt [1]).

Am Eisenberg ist das Profil nach Holzapfel (40, S. 324):

Kalk und Eisenstein Schalstein mit Diabasen	Stringocephalen-Stufe
Aelterer Lenneschiefer	Calceola-Stufe.

Holzapfel hält den Kalk und Eisenstein für ein Äquivalent der oberen Stringocephalen-Stufe und scheidet in den liegenden »älteren Lenneschiefern« noch keine Horizonte aus. Schalstein und Diabase vertreten also nach ihm die untere Stringocephalen-Stufe. Diese Anschauung ist nicht mehr zu halten, da die Lenneschiefer keine »älteren« sind, sondern den Honseler Schichten angehören. Diabas und Schalstein bilden mit »Eisenstein und Kalk« die obere Abteilung des oberen Mitteldevon.

b) Diabasporphyrit bei Brilon

Unmittelbar südlich der Stadt Brilon liegt der sich scharf aus dem umgebenden Massenkalk heraushebende Calvarienberg, dessen Diabasporphyrit eingehend von Leclerq (55, S. 80) beschrieben worden ist. Der von Leclerq erwähnte Aufschluß am Westhang des Berges ist nicht mehr vorhanden, dagegen befindet sich jetzt auf der Südseite ein kleiner Steinbruch. Ich möchte erwähnen, daß ich — allerdings nur als Lesesteine — Stücke gefunden habe, die zahlreiche größere Einsprenglinge von grünlichen Feldspat aufwiesen.

3. Massenkalk und oberste Stringocephalen-Schichten

a) Massenkalk im Sattelkern

Der Lenneschiefer im Kern des westlichen »Briloner Sattels« wird im Norden wie im Süden überlagert von Massenkalk, abgesehen von einer Partie beim oberen Aa-Tale, wo der Lenneschiefer unmittelbar an Oberdevon grenzt.

Im nördlichen Teile stößt der Massenkalk vom Winterthal bis zum Östenberg an Oberdevon, von dort bis zum Möhnetal an Culm, von Bulstern bei Wülfte an wiederum an Oberdevon und kurz vor Ober-Alme an Culm.

Die südliche Grenze dagegen von Altenbüren bis zum Rom-Berg wird vom Culm gebildet.

In der Südostecke des untersuchten Gebietes schiebt sich nach Norden — bis nach Thülen — Culm und Flözleeres weit in den Massenkalk vor. Die große Verwerfung vom Fel-Berg bis zum Dorf Hoppecke ist hier die Grenze des Massenkalkes.

Der petrographische Habitus des Massenkalkes ist im ganzen Gebiet der gleiche: Kalke von hell- bis dunkelblaugrauer Farbe, meist

[1]) Eine kurze, übersichtliche Darstellung der verschiedenen Anschauungen über das Alter der Diabase gibt Bornhardt (4, S. 259, Anm. 1).

dicht, seltener kristallin, die z. T. Schichtung zeigen, z. T. massig ausgebildet sind.

Trotz der vielfachen Aufschlüsse war die Ausbeute an Fossilien gering. Es fanden sich:

1. am Burhagen (südwestlich von Brilon), Osthang:

Cyathophyllum (Hexagoniophyllum) hexagonum Goldf.
Favosites reticulata Blain. spec.
Alveolites suborbicularis Lam.
Pentamerus acutelobatus Sandg.
Centronella virgo. Phill.
Cardiola (Buchiota) Sagittaria Holzapf.

2. am Hölsterloh (südöstlich von Brilon):

Cyathophyllum (Hexagoniophyllum) hexagonum Goldf.
Pleurotomaria delphinuloides Schlüt.

3. am »Voßloh« (Höhe 476,2), östlich von Brilon:

Crinoidenstielglieder
Stringocephalus Burtini Defr. (häufig)
Euomphalus spez. (? laevis d'Arch. u. de Vern.)
Bellerophon striatus Bronn.
Turbonitella subcostata Goldf.
Macrochilina arculata Schloth.
Murchisonia Archiaci Paecklm.[1])
» » var. *bilineata* d'Arch. » u. de Vern.
» » » *nerinea* Sandg.
Murchisonia Archiaci var. *turbinata* Bronn.
» » » *coronata* d'Arch. u. de Vern.
» » » nov. *seminodosa*
» » » *bicoronata* Paecklm.
» *angustetaeniata* Paecklm. var. nov. *bicincta*
Turbo squamifer Sandg.
Megalodus abbreviatus Schloth.
Mecynodus carinatus Goldf. sp.

4. am Rattmerstein (nördlich von Brilon):

Cyathophyllum vermiculare Goldf.
Amphipora ramosa Phill.
Stringocephalus Burtini Defr.

5. in dem an der Chaussee gelegenen Steinbruch am Westfuß der Höhe 423,1 (südlich von Wülfte):

Cyathophyllum (Phacellophyllum) caespitosum Goldf.
Favosites reticulata Blainv. spec.

Bei der Chaussee am Nordfuß des Hölsterloh fand sich als Lesestein ein etwa zweifaustgroßer Kalkbrocken, der vollständig aus Cephalopoden bestand. Das Stück weist auf:

Orthoceras sp.
Maeneceras terebratum Sandg. sp.
Tornoceras simplex v. Buch.

Anstehend wurde ein solcher Cephalopodenkalk nirgends gefunden.

Stein (98, S. 236ff.) führt aus der »Hauptmasse des Briloner Kalkes« folgende Versteinerungen an:

1. südlich von Altenbüren am Wege nach Olsberg:

Favosites polymorphus Goldf. sp. (= *F. cervicornis* Blainv. sp)
Favosites cristata Blumenbg. sp. (= *F. dubia* Edw. u. H.)

2. Steinbruch an der Chaussee, $^1/_4$ Std. westlich von Brilon, der Ziegelei gegenüber (Steinbruch wie Ziegelei sind jetzt nicht mehr vorhanden):

[1]) Die Murchisonien werden an anderer Stelle näher behandelt werden.

Favosites Goldfussi Edw. u. H. (= *Calamopora Gothlandica* Goldf.)
Cyathophyllum ceratites Goldf. (non Edw. u. H.)
» *caepitosum* Goldf. (non Edw. u. H.
» *Bouchardi* Edw. u. H.
» *heterophyllum* Edw. u. H. (= *C. obtortum* (Edw. u. H.)
Amplexus tortuosus Edw. u. H.
Alveolites compressa Edw. u. H.
» *suborbicularis* Lam.
Stromatopora concentrica Sandg.
Heliolites porosa Goldf.
Caunopora porosa Phill.
Cupressocrinus crassus Goldf.
Rynchonella parallelepipeda Bronn.
Pentamerus sp.

3. östlich von Brilon an der Grube »Segen Gottes« (jetzt nicht mehr vorhanden):

Cyathophyllum hexagonum Goldf.
Alveolites suborbicularis Lam.

4. zwischen Wülfte und Nehden:

Stromatopora concentrica Goldf.

5. nördlich von Brilon:

Favosites cristata Blumenbg. sp. (= *F. dubia* Edw. u. H. und = *F. gracilis* Sandg.)

Schon vorher nennen G. und F. Sandberger (76, S. 497) an Fossilien von Brilon:

Alveolites suborbicularis Lam.
Favosites polymorphus Goldf. sp. (= *F. cervicornis* Blainv. sp.)
» *recticulata* Blainv. sp.
Heliolites porosa Goldf.
Stromatopora concentrica Goldf.
Atrypa recticularis L.
Rhynchonella pugnus Mart.
Uncites gryphus Defr.
Athyris concentrica v. Buch
Stringocephalus Burtini Defr. (= *Str. hians* v. Buch sp.)
Macrocholina arculata Schloth.
Euomphalus serpula d'Arch. u. de Vern.
Murchisonia bilineata Sandg. (non d'Arch. u. de Vern.
» *angustetaeniata* Paecklm. var. *Defrancei* d'Arch. u. de Vern. (= *M. quadrilineata* Sandg.)
Pleurotomaria Beaumontii d'Arch. u. de Vern. (= *Pl. decussata* Sandg)
Orthoceras arcuatellum Sandg.
Maeneceras terebratum Sandg. sp.

1867 gab Schülke (89, S. 140) von den »Drei Steinen« östlich von Brilon bekannt:

Streptastrea longiradiata (?) Sandg.
Cystiphyllum vesiculosum Goldf.
Cyathophyllum hexagonum Goldf.
Aulopora serpens Goldf.
Heliolites porosa Goldf.
Alveolites suborbicularis Lam.
Alveolites?
Favosites polymorphus Goldf. sp. (= *F. cervicornis* Blainv. sp.)
Cupressocrinus crassus (?) Goldf.
Stromatopora concentrica Goldf.
Pertamerus globus Bronn.
» *acutelobatus* Sandg.
Rhynchonella parallelepipeda Bronn.
Athyris concentrica v. Buch
Spirifer muralis (?) Murch., de Vern., Keyserling
» *undiferus* (?) F. Roemer
Cypricardinia lamellosa Goldf. (= *Cypricardia l.*)
Conocardium clathratum d'Orb. (= *Cardium aliforme*)
Macrochilina ventricosa? Goldf.
Littorina lirata Sandg.
Euomphalus laevis d'Arch u. de Vern
» *rota* Sandg.
» sp.
Murchisonia bilineata Sandg. (non d'Arch. u. de Vern.
» *acuminata?* Roem.
» *augustetaeniata* Paecklm. var. *Defrancei* d'Arch. u. de Vern. (= *M. quadrilineata* Sandg.)
Pleurotomaria Sigaretus Sandg.
» *naticaeformis* Sandg.
» *delphinuloides* Schloth. (= *Pl. delphinulaeformis* Sandg.)
Bellerophon sp.
Cyrtoceras sp.
Phacops latifrons? Bronn.

Nach demselben Autor fanden sich am Rattmerstein nördlich Brilon:

Uncites gryphus? Defr. — *Favosites cristata* Blumenbg. sp. (= *F. gracilis* Sandg.

In einer kurzen Notiz stellt Sandberger (77, S. 179) das Vorkommen eines »Murchisonien-Horizontes« bei »Brilon« fest mit folgenden Arten:

Murchisonia angustetaeniata Paecklm. var. *granulosa* d'Arch. u. de Vern. (= *bigranulosa* var. b) — *Murchisonia Archiaci* Paecklm. (= *angulata* d'Arch. u. de Vern.) — *Pleurotomaria delphinuloides* Schloth. sp.

Koken (53, S. 305) erwähnt von »Brilon« zwei Murchisonien:

Murchisonia Archiaci var. *bicoronata* Paecklm. (= *aff. bigranulosa* Koken) — *Murchisonia Archiaci* var. *coronata* d'Arch. u. de Vern. (= *M. coronata* = ? = *M. spinosa* Phill.) [1])

Daß der Briloner Massenkalk seiner stratigraphischen Stellung nach den oberen Stringocephalen-Schichten angehört, ist schon infolge der Unterlagerung durch Oberhonseler Schichten gegeben. Ferner spricht dafür das Vorkommen einer Reihe von Fossilien:

Maeneceras terebratum Sandg. sp. — *Cyathophyllum vermiculare* Goldf. — *Orthoceras arcuatellum* Sandg.

und der Murchisonien.

Es war mir jedoch noch nicht möglich, nach den bisherigen Fossilfunden den Massenkalk zu gliedern. Vielleicht wird man bei der Spezialkartierung als höchsten Horizont des oberen Mitteldevons einen Goniatitenkalk ausscheiden können; dafür spricht der vollständig aus Cephalopoden bestehende Lesestein vom Hölsterloh. Derselbe Goniatitenkalk kommt auch in Roteisenstein umgewandelt im Südschenkel vor (s. unten S. 869 ff.).

Bei der Unmöglichkeit einer genaueren Gliederung lassen sich auch die tektonischen Verhältnisse des Massenkalkes nicht einwandfrei festlegen. Zunächst ist eine einfache Sattelbildung (mit überkipptem Nordschenkel) anzunehmen. Im Westen lägen dann im Sattelkern Honseler Schichten; von Brilon an nach Osten wurde der Sattelkern vom Massenkalk gebildet. Mit dieser Auffassung stimmt die Angabe von E. Schulz (93, S. 54) überein: »Nördlich und südlich dieses Zuges von Lenneschiefer wurden inmitten des Massenkalkes zwei Züge der *Ramosa*-Bänke aufgefunden, so daß hieraus die regelmäßig sattelförmige Anordnung des Massenkalkes hervorgeht.« Ich selbst habe das Vorhandensein dieser *Ramosa*-Bänke nicht feststellen können. Näheres über die Tektonik s. Abschnitt VI.

Infolge des Fehlens von Fossilien läßt sich endlich auch nicht sagen, ob etwa die obersten Partien des Massenkalkes vielleicht schon dem Oberdevon angehören.

---

[1]) Es sei hier bemerkt, daß diese von Koken (53, Taf. XII, Fig. 8) abgebildete *M. coronata* wohl nicht mit *M. spinosa* Sow. sp. (non Phill.) identifiziert werden kann. *M. spinosa* (Phillips, 70, Taf. 39, Fig. 192 c — non a u. b —) zeigt am letzten Umgang unter dem Schlitzband weder Knoten noch einen Wulst. Die das Schlitzband einfassenden Kanten sind ganz niedrig oder überhaupt kaum hervortretend. Vor allem ist das Windungsprofil konvex.

b) Oberste Stringocephalen-Schichten im Südschenkel des »Sattels«

Hierher gehört, abgesehen von den Diabasen usw., der bekannte »Roteisenstein von Brilon«, dessen Fauna Kayser (46, S. 653) beschrieben hat. Sie umfaßt folgende Arten[1]):

Petraia radiata Münst.
Amplexus tortuosus Phill.
Haplocrinus stellaris F. Roem.
Coccocrinus rosaceus F. Roem.
Sphaerocrinus geometricus Goldf. (= *Poteriocr. g.*)
Productus subaculeatus Murch.
Strophomena interstrialis Phill.
Orthis eifliensis de Vern.
Spirifer simplex Phill.
» *Schülkei* Kays.
Cyrtina heteroclita Defr.
Bifida lepida Goldf. (= *Retzia l.*)
Ucites gryphus Defr. (non Schloth.)
Nucleospira lens Schnur
Merista plebeia Sow.
Atrypa reticularis L.
Pentamerus brilonensis Kays. (= *P. globus* Br. var. *bril.*)
Camarophoria braehyptycta Schnur (= *C. rhomboidea* Phill z. T.)
» *rhomboidea* Phill.
» *formosa* Schnur.
Rhynchonella Beyrichi Kays.
» *parallelepipeda* Bronn
» *subcordiformis* Schnur (= *Rh. parallelepipeda* z. T.)
» *pentagona* Goldf.
» *cuboides* Sow.
» *acuminata* Mart.
Stringocephalus Burtini Defr.
Concardium clathratum Goldf.
cfr. *Leda lineata* Phill.
Myalina tenuistriata Sandg.
» ? sp.
Parallellodus venusta Steining. (= *Pterinea brilonensis* Kays.)
Cardiola retrostriata v. Buch[2])
Cardiola sp.
Bellerophon sinuoso-lineatus Sandg.
Brionella serpens Kays. (= *Scoliostoma*, s. Kayser 47, S. 672)
Pleurotomaria brilonensis Kays.
» *minutula* Sandg.
» *falcifera* Sandg.
» *fasciata* Sandg. [Sow.)
Loxonema Kayseri Holzapf. (= *L. sinuosum*
Orthoceras subflexuosum Münst. (?)
» *lineare* Münst.
» *vittatum* Sandg.
» *arcuatellum* Sandg.
» *tubicinella* Sow. var.
» *clathratum* Sandg.
Trochoceras cancellatum F. Roem. sp. (= *Gyroceras c.*)
Cyrtoceras depressum Goldf. (s. Kayser 47, S. 671)
Gomphoceras Verneuili Holzapf. (= *G. inflatum* Goldf.)
» *subfusiforme* Münst. sp.
Cophinoceras ornatum Goldf. (= *Gyroceras orn.*)
Agoniatites Holzapfeli Wedekd. (= *Gon. evexus* v. Buch z. T.)[3])
» *fulguralis* var. *Phillipsi* Wedekd. ? (= *Gon. evexus* v B z. T.)[3])

---

[1]) Die von Kayser aufgeführten Fossilien stammen nicht nur aus den Eisensteinen des Briloner Eisenberges, sondern auch aus den Vorkommen östl. des von mir untersuchten Gebietes: vom Grottenberg, Enkeberg und den Eisensteingruben dieser Gegend.

[2]) Die Richtigkeit dieser Bestimmung wird von Holzapfel (40, S. 229) bezweifelt, doch geben auch Stein vom Enkeberge, von der Grube Grottenberg, vom Briloner Eisenberg (98, S. 238, 241, 242) und Schülcke (89, S. 142) ebenfalls vom Enkeberge diese Spezies an.

[3]) Die von Kayser (46, Taf. 25, Fig. 1a—d) als *Goniatites evexus* v. Buch abgebildeten Stücke werden von Holzapfel (40, S. 64) zu *Agoniatites inconstans* Phill. var. *fulguralis* Whidb. gestellt, allerdings mit dem Bemerken, daß es sich wohl um eine Mittelform zwischen *fulguralis* und *costulatus* handle. Das Exemplar Fig. 1a und b kann jedoch kaum bei *Ag. fulguralis* Whidb. belassen werden, da Wedekind (106, S. 112) betont, daß *fulguralis* weder in der Jugend noch im Alter Rippen besitzt. Vielmehr dürfte »*Gon. evexus*« Fig. 1a und b zu *Agoniatites Holzapfeli* Wedekd. zu stellen sein (»in der Jugend mit Rippen«, »geringe Breite der Windungen«: Wedekind, 106, S. 113). Fig. 1c und d könnten auf *Agoniatites fulguralis* var. *Phillipsi* Wedekd bezogen werden (»im Alter ohne Rippen«, »Externfurchen sehr schwach«: Wedekind, 106, S. 112). Allerdings möchte ich letzteres nur mit Vorbehalt tun, da die inneren Windungen des Stückes nicht bekannt sind.

Maeneceras terebratum var. *Decheni* Beyr (= *Gon. Dech.*)
Parodiceras brilonense Kays. sp. (= *Gon. retrorsus* Sandg. var. *Brilonensis* Beyr.)
Pharciceras clavilobum Sandg. (= *Gon. clav.*)
Sobolewia cancellata d'Arch. u. de Vern. (= *Goniatites canc.*)
Proetus crassimargo A. Roem. (= *Pr. granulosus* Goldf. var.)
Harpes cfr. *macrocephalus* Goldf.
» *gracilis* Sandg.[1])
Cyphaspis ceratiphyllum Goldf.
Lichas sp.
Phacops breviceps Barr. (= *Ph. latifrons* Barr.)

Die älteren Fossillisten von d'Archiac und de Verneuil (1, S. 221), v. Dechen (8, S. 484), Sandberger (74) und Schülcke (89, S. 140) bringen im Vergleich zu den Untersuchungen Kayser's nichts Neues.

Eine kleine Sammlung von Fossilien aus dem Eisenstein des Briloner Eisenberges befindet sich im Geologischen Institut Münster; sie enthält:

Stringocephalus Burtini Defr.
**Orthoceras planiseptatum* Sandg.[2])
* » *tenuilineatum* Sandg.
» cfr. *lineare* Münst.
Agoniatites Holzapfeli Wedek.
* » *costulatus* var. *euryomphala* Holzapf.
**Maeneceras terebratum* var. *tenuis* Holzapf.
Parodiceras brilonense Kays. sp.
**Sobolewia nuciformis* Whidb. sp.
» cfr. *nuciformis* Whidb. sp.
» *cancellata* d'Arch. u. de Vern.

Stein (98, S. 242) erwähnt vom Briloner Eisenberg selbst nur wenige Fossilien:

Agoniatites Dannenbergi Beyr.
Sobolewia cancellata d'Arch. u. de Vern. (= *Gon. canc.*)
Orthoceras crassum Roem.
Cyrtoceras multistriatum F. Roem.
Trochoceras cancellatum F. Roem. sp. (= *Cyrt. canc.*)
Cardiloa retrostriata v. Buch

Unter den aufgeführten Fossilien kommen sieben Arten nur im Oberdevon vor:

Harpes gracilis Sandg.
Pharciceras clavilobum Sandg.
Orthoceras subflexuosum Münst.
Gomphoceras subfusiforme Münst.
Cardiola retrostriata v. Buch
Myalina tenuistriata Sandg.
Rhynchonella cuboides Sow.

Gleichwohl stellt Kayser (46, S. 688) die Briloner Eisensteine in das obere Mitteldevon, weil weitaus die größte Zahl der Versteinerungen solche des Mitteldevon sind. Diesen mitteldevonischen Charakter der Eisensteine erkannte auch schon Stein (98, S. 243), der deshalb die Anschauung von F. Roemer (Lethaea geognostica, 3. Aufl.), der die Eisensteine dem unteroberdevonischen Iberger Kalke gleichsetzte, ablehnte.

Kayser (46, S. 689) präzisiert ferner die Stellung der fraglichen Schichten noch genauer, indem er in ihnen den obersten Horizont der Stringocephalen-Stufe sieht. »Diese Ansicht wird gestützt« (einmal durch die Überlagerung der Eisensteine durch Schichten mit der Fauna des Iberger Kalkes, zweitens) »durch die eigentümliche Zusammensetzung der Fauna, welche zwar hauptsächlich mitteldevonische Arten

[1]) Holzapfel »vermutet« hierin *H. socialis* Holzapf. Ein Beweis für die Richtigkeit dieser Vermutung wird jedoch nicht erbracht.
[2]) Die mit * versehenen Arten fehlen in der Liste Kaysers.

enthält, daneben aber auch solche, die man anderweitig nur im Oberdevon anzutreffen gewohnt ist«.

Auch nach der biostratigraphischen Tabelle von Wedekind (106, S. 118) gehört ein Teil der Eisensteine dem obersten Mitteldevon an. Wedekind scheidet als höchsten Horizont der »Maenecerasstufe« (des oberen Mitteldevons) die »Zone des *Parodiceras brilonense* Kays., der *Sobolewia nuciformis* Whidb. und des *Agoniatites fulguralis* Whidb.« aus. Sämtliche in den Eisensteinen vorkommenden Goniatiten (mit Ausnahme von *Pharciceras clavilobum* Sandg.) treten lediglich in dieser Zone auf.

An Hand des Grubenbildes der Gewerkschaft »Briloner Eisenberg«[1]) läßt sich feststellen, daß zum mindesten stellenweise der Eisenstein durch Kalke (im scheinbar Hangenden!) unterlagert wird.

Als Parallele hierzu wäre das von Denckmann (20, S. 589) und später von Wedekind (101, S. 12/13) untersuchte Profil bei Padberg zu nennen, wo aufeinander folgen:

4. Dichte dünnplattige Kalke (Adorfer Kalk),
3. Roteisenstein-Besteg,
2. Körniger, dickbankiger, in Massenkalk übergehender Kalk,
1. Diabas.

Der Anfang des Überganges der Kalke in Roteisenstein liegt also auch hier an der Grenze von Stringocephalen-Kalk und Oberdevon. Ein Kontakt der Kalke mit Diabasen ist für diesen Vorgang nicht nötig, wie Denckmann (20, S. 570/71 und S. 593; ferner 18, S. 401) nachgewiesen hat[2]).

Fernerhin wäre festzustellen, ob auch die Eisensteine, die früher in Tagebaugruben am Eisenberg abgebaut worden sind, ebenfalls dem obersten Mitteldevon angehört haben oder nicht. Heute finden sich über Tage keine Erze mehr. In den alten Tagebauten ist fast überall zu beobachten, daß an der Südseite »Grünstein« und an der Nordseite oberdevonische Schichten anstehen. Der Untertagebau wurde schon vor dem 30jährigen Kriege betrieben, ein Abbau von Eisenerzen über Tage kommt also für den Anfang des vorigen Jahrhunderts gar nicht mehr in Betracht; es ist als sicher anzunehmen, daß die mitteldevonischen Fossilien nur aus Eisensteinen stammen, die durch den Grubenbetrieb aufgeschlossen wurden. Auffällig ist nun das Vorkommen oberdevonischer Fossilien im »Briloner Eisenstein«. Kayser (46, S. 688 und 689) nimmt eine Art Mischfauna an der Grenze von Mittel- und

[1]) Für die Erlaubnis, die beim Bergrevierbeamten in Arnsberg liegenden Akten der Gewerkschaft »Briloner Eisenberg« einsehen zu dürfen, bin ich Herrn Eisenbahndirektor Sternenborg-Lippstadt, dem Repräsentanten der Gewerkschaft, sowie Herrn Bergrat Göbel-Arnsberg zu großem Dank verpflichtet.

[2]) Vgl. hierzu eine Bemerkung Denckmanns (20, S. 593) über die Abbaumethode des Eisenerzes in der Briloner Gegend: »Trotzdem . . . auf mehreren Gruben die Erfahrung gemacht worden ist, daß bessere und mächtigere Erzmittel sich nicht an den Grünsteinkontakt hielten, sondern von ihm durch mehr oder weniger mächtige Kalkmittel getrennt waren, hat man dennoch bei der Aufsuchung und Auffahrung der Eisensteinmittel stets nur den Kontakt des Grünsteins angehalten . . .«

Oberdevon an. Eine solche Mischfauna ist jedoch meines Wissens bisher aus dem Rheinischen Schiefergebirge nicht bekannt geworden. Das von Kayser beschriebene *Pharciceras clavilobum* Sandg. stammt nach Holzapfel (40, S. 327) vom Grottenberg (ebendaher auch *Myalina tenuistriata* Sandg., *Harpes gracilis* Sandg., *Orthoceras subflexuosum* Münst., ferner nach Stein [98, S. 241] *Cardiola retrostriata*). Da *Pharciceras clavilobum* sonst nur in der Zone α der *Mantioceras* Stufe vorkommt, ist anzunehmen, daß zum mindesten am Grottenberg auch die untersten Oberdevonschichten von der Umwandlung in Roteisenstein betroffen sind. Die geologischen Verhältnisse am Grottenberg sind noch nicht näher bekannt. Vermutlich wird hier das Profil ein ähnliches sein wie am Martenberg:

	Grottenberg	Martenberg	
Oberdevon	»Kramenzel« Kalke	Kalke	
	Eisenstein (Zone I α ?)	Eisenstein	Zone I β / Zone I α
Ob. Mitteldevon	Eisenstein	Eisenstein Schalstein	
	Diabase	Diabas	

Vom Eisenberg bei Brilon selbst wird an oberdevonischen Fossilien aus dem Eisenstein von Stein nur *Cardiola retrostriata* v. Buch genannt. Es ist also an sich nicht ausgeschlossen, daß hier ähnliche Verhältnisse wie am Grottenberg und am Martenberg vorliegen, nur würden sich stellenweise im oberen Mitteldevon zwischen Eisenstein und Diabasen noch Kalke einschieben (s. S. 871, Anm. 2).

Bezüglich der Entstehung der Eisensteine ist den Ausführungen Denckmann's (18, S. 400/01; 20, S. 592/93) nichts hinzuzusetzen. Die Eisensteine treten immer nahe der Grenze von Mittel- und Oberdevon auf, ohne aber an einen ganz bestimmten Horizont gebunden zu sein. Von der Umwandlung in Roteisenstein dürften am Briloner Eisenberg betroffen sein einmal Kalke des obersten Mitteldevon, ferner Kalke des Oberdevon und wahrscheinlich auch hier und da Partien des Diabasmandelsteins an der Tagesoberfläche. Es zeigt sich nämlich, daß die westlichste der großen und tiefen Tagebauten auf dem Eisenberge allseitig von stark rotgefärbtem Diabasmandelstein umschlossen ist.

Zusammenfassend kann man also wohl sagen, daß oberstes Mitteldevon am Eisenberg weder zutage tritt, noch jemals zutage getreten ist (etwa in den alten Tagebauten), sondern entweder als Kalk unter Tage liegt oder als Eisenstein unterirdisch abgebaut wurde.

Stein (98, S. 230) gibt nun an, daß »ein langes, schmales Kalkband den im Norden des Lenneschiefers auftretenden Zug von Grünstein begleite«, und zählt eine Reihe solcher, nach seiner Meinung zum Mitteldevon gehörender Kalkvorkommen auf. Ich kann Stein hierin nicht folgen, sondern bin der Ansicht, daß diese Kalke oberdevonisch sind (s. Abschn. IV, 4). Somit müßten nicht nur am Eisenberg, sondern auch auf der ganzen Strecke vom Eisenberg bis zur Lied Diabase und Schalstein über obersten Mitteldevon (= Eisenstein bezw. Kalk und Eisenstein) und unteres Oberdevon (= Eisenstein z. T., z. T. ? Kalke) auf oberes Oberdevon überschoben sein.

4. Oberdevon

Im Oberdevon des Südschenkels wie des Nordschenkels lassen sich zwei Horizonte ausscheiden, den tieferen könnte man als rote und grüne Schiefer mit Kalkknotenschiefern und Kalkbänken, den höheren als Dasberg-Schichten bezeichnen. In der Übersichtskarte (Taf. 29) sind beide Horizonte zusammengefaßt.

Die »roten und grünen Schiefer« (tof) setzen sich zusammen aus roten und grünen Tonschiefern, roten und grünen Kalkknotenschiefern und (meist) graublauen Kalken. Es finden sich, vor allem im Südschenkel, alle Übergänge zwischen diesen drei Komponenten von tof, und zwar in vertikaler wie in horizontaler Richtung. Die tof-Schichten grenzen im Südschenkel meist an Diabase, ihr Hangendes (im scheinbar Liegenden!) sind die Dasberg-Schichten, z. T. auch Culm. Im Nordschenkel dagegen stößt als Liegendes fast überall Massenkalk an tof, das Hangende sind auch hier Dasberg-Schichten oder Culm.

Die Dasberg-Schichten (tod), die überall, wo sie auftreten, allmählich in den Culm übergehen, sind im Südschenkel als dunkelgraugrünliche Tonschiefer teils mit spärlichen Kalkknollen, teils mit Einlagerungen von dünnplattigen oder wulstigen, grauen und stark glimmerigen Sandsteinbänkchen ausgebildet. Im Nordschenkel habe ich Sandsteine nirgends beobachten können; es finden sich meist mehr oder weniger häufige Lagen von Kalkknollen in den (gleichgefärbten) Schiefern, deren Kalkknollen stellenweise (z. B. südlich vom Bahnhof Wülfte) bis zweifaustgroß werden können.

Alle Oberdevonschichten zeigen Spezialfaltung, die sich z. B. am Poppenberg und am Greifenberg gut beobachten läßt. Fossilien wurden nirgends gefunden.

Infolge der tektonischen Verhältnisse (s. Abschn. VI) treten untere Schichten des Oberdevon überhaupt nicht zutage; sie dürften aber z. B. am Briloner Eisenberg als Eisensteine vorhanden sein (s. Abschn. IV, 3b, S. 872).

5. Culm

Der Culm zeigt im Norden wie im Süden die dem östlichen Sauerlande eigentümliche Entwicklung. Während Denckmann für die Gegend von Hohenlimburg und Hagen folgende Gliederung aufstellte:

5. Hangende Ton- und Alaunschiefer,
4. Horizont der vorwiegenden Plattenkalke,
3. Horizont der vorwiegenden Kieselkalke,
2. Horizont der vorwiegenden Kieselschiefer,
1. Liegende Alaunschiefer.

fehlen im Gebiet des »Briloner Sattels« die Plattenkalke und sind durch Tonschiefer ersetzt. Auch die Kieselkalke fehlen mancherorts und werden wohl teils durch Kieselschiefer, teils durch Tonschiefer vertreten (s. auch Abschn. V). Auf der Übersichtskarte sind alle Horizonte als »Culm« zusammengefaßt.

Schon Denckmann (20, S. 587) macht auf den Facieswechsel (Fehlen der Plattenkalke) im Culm aufmerksam. Auch Weigelt

(111, S. 255) betont das übereinstimmende Verhalten des unteren Culm im Osten des rheinischen Schiefergebirges mit dem im Oberharz. Stock (99) behält für Blatt Eversberg die Gliederung des Culms nach Denckmann bei, weist aber auf die Faciesänderung hin. Im Horizont 4 »überwiegt da an manchen Stellen der Plattenkalk gegenüber dem Alaunschiefer, ja er verdrängt ihn fast ganz, wie in dem Aufschluß nördlich der Burgruine Eversberg zu beobachten ist. An anderen Stellen tritt der Plattenkalk gegen die Alaunschiefer stark zurück, wie der Aufschluß im Nuttlarer Tal .. zeigt«. Brüning (5) endlich bezeichnet die Schichten im Hangenden der Kieselkalke als Posidonienschiefer. Er schreibt: »Die Plattenkalke werden, je weiter nach Osten, durch Tonschiefer ersetzt .... Sie gehen in der Gegend Nuttlar-Bestwig in die Posidonienschiefer des Ostsauerlandes über, denen nur noch vereinzelte Kalkbänke vom Typus der westlichen Plattenkalke eingelagert sind.« Er fährt dann fort: »Ein Vergleich mit der Weigelt'schen Oberharzer Culmgliederung läßt eine Parallelisierung mit dem westfälischen Culm und die Aufstellung einer hercynisch-ostsauerländischen Faciesprovinz durchaus berechtigt erscheinen. Auch hier beginnt die Schichtenfolge mit dunklen Alaunschiefern, über denen Kieselschiefer, Kieselkalke und Posidonienschiefer mit eingelagerten Kalkbänken folgen. Die Verhältnisse gleichen also denen des Ostsauerlandes.« Ich selbst habe östlich der Altenbürener Verwerfung in den fraglichen »Posidonienschiefern« keine Kalkbänke gefunden. Eine weitere Eigentümlichkeit im Briloner Gebiet wäre dann das eben erwähnte Fehlen der Kieselkalke an manchen Stellen.

Wie schon oben gesagt, gehen die Dasberg-Schichten allmählich in den Culm über. Eine Culmtransgression ist also bei Brilon nicht vorhanden.

a) Culm westlich der Altenbürener Verwerfung.

Am Ebb-Berg südlich Eßhoff habe ich im Anschluß an die Kartierung auf Blatt Eversberg die von Stock (99) verwandte Culmgliederung Denckmann's beibehalten (bis auf die »liegenden Alaunschiefer«). Aufgeschlossen sind lediglich am Ostabhang des Ebb-Berges die Kieselschiefer, am Nordhang finden sich in einem kleinen Schurf Plattenkalke. Es scheint sich hier um das östlichste Auftreten dieses Horizontes zu handeln.

Schon östlich einer von Eßhoff auf die Höhe 559,5 zu verlaufenden Querstörung läßt sich diese Gliederung nicht mehr nachweisen.

Wie schon oben erwähnt, grenzen hier die Schichten des Oberdevons infolge streichender Verwerfungen meist an Culmtonschiefer. Nur bei dem »Jagdhaus« an der Glennequelle ist ein Steinbruch, der im südlichen Teil Kieselschiefer, im nördlichen Kieselkalke gut aufgeschlossen zeigt. Am Südwesthang des Sonnenknapp folgen auf tof Kieselkalke, die auf dem Gipfel des Sonnenknapp anstehen. Nördlich hiervon sind am ganzen rechten Ufer der Glenne gegenüber der Altenbürener Mühle durch die Anlage eines neuen Weges die hangenden Tonschiefer angeschnitten.

Die Grenze zum Flözleeren ist provisorisch dort gezogen, wo die ersten Grauwackenbänke auftreten.

b) Culm des »Briloner Sattels«

Die verschiedenen Horizonte des Culm finden sich, wie schon oben kurz erwähnt wurde, auch im Nordschenkel und im Südschenkel des Sattels. Aufschlüsse stehen fast nur in den Kieselschiefern, manchmal sind dabei Kieselkalke mit bloßgelegt. Sehr wenige Aufschlüsse zeigen nur Kieselkalke. Die Culmtonschiefer treten vielfach an Wegeinschnitten oder in kleinen Klippen auf.

Im Südschenkel des »Briloner Sattels« sind in der »Löh« südlich von Altenbüren Kieselschiefer zu beobachten. An Fossilien konnten hier bestimmt werden:

Posidonomya Becheri Bronn.
» » (Typ d. *Pos. obliqua* de Kon)[1])
Glyphioceras sp.

Am Osthang der Höhe 576 des Poppenberges sammelte ich in Schichten, die eine Wechsellagerung von Kieselschiefern (vorwiegend), Tonschiefern und (nur wenigen) Kieselkalken darstellen, eine kleine Fauna:

Crania sp.
Posidonomya Becheri Bronn.
» » (Typ d. *Pos. obliqua* de Kon.)
» » (Typ d. *Pos. corrugata* Eth.)[1])
Aviculopecten dissimilis Flem.
Pseudamusium fibrillosum Salter.
Myalina mytiloides v. Koen.
Edmondia selecta de Kon.
Orthoceras striolatum Sandg.
Glyphioceras (*Beyrichioceras*, *Neoglyphioceras*)[2]) *spirale* Phill.
» *sphaericum* Mart. (=*crenistria* Phill.)[3])
Phillipsia sp.
Griffithides sp.

Am Südosthang der Höhe 576 des Poppenberges sind Kieselschiefer und Kieselkalke (im Hangenden) in einem Steinbruch aufgeschlossen. Eine dünne Bank in den Kieselkalken lieferte an Fossilien:

Chonetes hardrensis Phill.
Edmondia rudis M'Coy
» *sulcata* Phill.
Murchisonia sp.
Phillipsia cfr. *levis* Woodward.

Den Nordhang der gleichen Höhe bilden Tonschiefer, aufgeschlossen am nördlichen Waldrand und im Chausseegraben am Wege von Brilon zum Burhagen dicht an der Grenze von Culm und Massenkalk. Diese letzteren Tonschiefer waren reich an Fossilien, aber stark verwittert. Es ließen sich bestimmen:

Camarophoria Dunkeri A. Roem. sp.
Rhynchonella contraria A. Roem.
Spirifer subrotundatum M'Coy
Posidonomya Becheri Bronn.
» » (Typ d. *Pos. carrugata* Eth.)
Posidonomya Becheri (Typ d. *Pos. obliqua* de Kon.)
Myalina sp.
Chaenocardiola haliotoidea A. Roem. sp.
Orthoceras striolatum Sandg.
» *scalare* Goldf.

---

[1]) Siehe hierzu Weigelt, 112.
[2]) Siehe Brüning, 5.
[3]) Siehe Zimmermann, 118, und Weigelt, 111.

Glyphioceras (*Sphenoceras*) *sphaericum* Mart.
» (*Beyrichioceras*, *Neoglyphioceras*) *spirale* Phill.
» sp.
Prolecanites sp.
Phillipsia longicornis Kays.
» cfr. *nitida* Holzapf.
» cfr. *Westfalica* Nebe
» sp.
Griffithides?

Die Fossilien sind, wie auch an allen anderen Fundpunkten, schlecht erhalten.

In der Helle scheinen, da hier Kieselschieferstücke sehr häufig erscheinen, Kieselschiefer anzustehen. An Fossilien fanden sich:

Posidonomya Becheri Bronn
» » (Typ d. *Pos. obliqua* de Kon.)
Chaenocardiola haliotoidea A. Roem. sp.
Prolecanites ceratitoides Holzapf.
» sp.
Griffithides?

Auch im Nordschenkel des »Briloner Sattels« finden sich Aufschlüsse meist lediglich im Kieselschiefer oder — allerdings selten — auf der Grenze von Kieselschiefer und Kieselkalk. In dem nördlichen Teil des Culmstreifens treten überall Tonschiefer zutage.

Gute Aufschlüsse finden sich am Woltenberg bei Rixen, auf dem Gipfel der Sonder und südlich von Scharfenberg unmittelbar bei den oben erwähnten Brüchen in den Dasberg-Schichten an der Chaussee Scharfenberg-Brilon.

Am Östenberg folgt auf die Dasberg-Schichten der Horizont der vorwiegenden Kieselschiefer. Hier ließen sich in den zwischengelagerten Tonschiefern von den wenigen und schlecht erhaltenen Fossilien bestimmen:

Edmondia rudis M'Coy
» *? selecta* M'Coy

In diesen Schiefern stellen sich dann zum Hangenden hin Bänke von Kieselschiefer und Kieselkalk ein; sehr bald schon überwiegen die Kieselschiefer, die in dem Bruche am Westhang des Östenberg direkt an der Chaussee anstehen.

Westlich der Verwerfung von Wülfte konnten in der Nähe des Bhf. Wülfte am linken Ufer des Goldbaches einige Fossilien gesammelt werden:

Posidonomya Becheri Bronn
» » (Typ d. *Pos. obliqua* de Kon.
Glyphioceras (*Beyrichioceras*, *Neoglyphioceras*) *spirale* Phill.
» sp.
Prolecanites ceratitoides Holzapf.

Ein Vergleich der wenigen Fossilfunde aus dem Briloner Culm mit bisher bekannt gewordenen Culmfaunen[1]) ergibt, daß die Ausbeute an Versteinerungen noch zu dürftig ist, um irgendwelche Schlüsse ziehen zu können. Auffallend ist das gänzliche Fehlen von Korallen und Productiden.

Stein (98, S. 254) führt aus dem Culm südlich Altenbüren an:

[1]) Siehe hierzu 7, 39, 44, 48, 49, 52, 54, 56, 61, 65, 69, 81, 84, 96, 111, 116, 117, 118.

Posidonomya Becheri Bronn
Glyphioceras crenistria Phill. (=*sphaericum* Mart.)
Avicula lepida Goldf.
Pentacrinus

und von Wülfte:

Pronorites (*Gon.*) *mixolobus* Phill.

Brüning (5) bezeichnet die Alaunschiefer und die Kieselschiefer als fossilleer, die Kieselkalke als »praktisch« fossilleer, da sich in ihnen nur eine Zaphrentis fand. Die Plattenkalke bezw. die »Posidonien-Schiefer des Ostsauerlandes« gliedert er in fünf Zonen; die »hangenden Tonschiefer« Denckmann's stellt er zum Flözleeren.

Eine ganze Reihe der von mir ausgebeuteten Fundstellen liegen jedoch unzweifelhaft im Horizont der vorwiegenden Kieselschiefer. Ferner habe ich in den ganzen Tonschiefern über den Kieselschiefern, zumal in den sehr mächtigen des nördlichen Sattelflügels, abgesehen von den beiden Fundstellen am Burhagen und am Goldbach, keinerlei Fossilien gefunden.

Außerdem stimmt nicht mit der Brüning'schen Faunenverteilung überein, daß sich *Glyph. sphaericum* Mart. und *Glyph. spirale* Phill. in ein und demselben Horizont finden (am Nordosthang der Höhe 541 und am Burhagen). Nach Brüning treten diese beiden Goniatiten in zwei verschiedenen Horizonten auf, die sogar noch durch den Horizont mit *Gl. striatum* voneinander getrent sind.

Auch aus der Fossilliste Weigelt's (111, Tabelle II) geht hervor, daß im Oberharz die drei Arten *Glyph. sphaericum, striatum* und *spirale* in derselben Zone erscheinen können und überdies sogar in den verschiedensten stratigraphischen Niveaus.

Erst weitere umfassende Fossilaufsammlungen im Culm des rechtsrheinischen Schiefergebirges können in der Zonenfrage eine Entscheidung bringen.

6. Flözleeres

Das Flözleere bildet die hangendsten Partien im Nordschenkel des Briloner Sattels. Gute Aufschlüsse finden sich nahe der Culmgrenze selten. Überall zeigt sich starke Spezialfaltung. Das Flözleere setzt sich zusammen aus dunklen, graublauen Schiefern und zuerst dünnen, dann dickeren Bänken von sehr feinkörnigen Grauwacken oder quarzitischen Grauwacken. Auch da, wo sich keine Aufschlüsse finden, ist das Vorhandensein von Flözleerem an den als Lesesteinen auftretenden Grauwackenbrocken ohne weiteres festzustellen. Es hat den Anschein, als ob die Grauwacken nach dem Hangenden zu grobkörniger werden.

Ein weiteres Vorkommen ist das südlich Thülen, wo an der großen Verwerfung von Hoppecke zum Felberg das Flözleere weit in das Massenkalkplateau vorgeschoben ist.

Fossilien haben sich nirgendswo gefunden.

V. Der Devon-Carbon-Sattel vom Hessenkamp nordwestlich Scharfenberg

Der Sattel vom Hessenkamp ist in der Literatur zweimal erwähnt, bei Denckmann (13, S. 34) und bei H. Schmidt (88, S. 254). In der v. Dechen'schen Karte ist der Sattel nicht verzeichnet.

Es handelt sich hier um das Auftreten älterer Schichten inmitten des Flözleeren zwischen dem Biber-Berg nordwestlich von Scharfenberg und dem Oberlauf des »Schlagwassers« nördlich von Eßhoff.

Im Kern der Aufsattelung finden sich oberdevonische Kalke von grau-blauer Farbe, die Schichtung aufweisen und stark zerklüftet sind. An Fossilien konnten *Phillipsastreen* und ein Bruchstück eines *Spirifer Verneuli* Murch. festgestellt werden.

Nördlich und südlich schließen sich an den Sattelkern Schichten des Culms an. Während Oberdevon nur im Hessenkamp auftritt und hier am Biber-Berg mit einer Querverwerfung gegen Flözleeres, nach dem Glenne-Tal zu ebenfalls mit einer Querverwerfung gegen Culm abschneidet, treten zwischen letzterer Verwerfung und dem »Schlagwasser« nur Schichten des Culm zutage.

Im Culm lassen sich lediglich Kieselschiefer und Tonschiefer unterscheiden, Kieselkalke fehlen gänzlich; sie werden auch hier wohl teils durch helle Kieselschiefer teils durch Tonschiefer vertreten.

Der westliche Abschluß des ganzen Hessenkamp-Sattels ist wiederum eine Querverwerfung, die im »Schlagwasser«-Tal verläuft.

Ein Zusammenhang dieses Oberdevon-Culm-Vorkommens mit dem Culm östlich von Kallenhardt (s. H. Schmidt, 88) besteht nach meinen Beobachtungen nicht.

Bemerkenswert ist, daß im Gebiet des Hessenkampes eine starke Verquarzung vornehmlich des oberdevonischen Kalkes, untergeordnet auch des Kieselschiefers stattgefunden hat. Die Verquarzungszonen stimmen überein mit den im Hessenkamp auftretenden Querverwerfungen.

VI. Tektonik

Die erste Frage bezüglich der Tektonik des untersuchten Gebietes ist die, ob im Briloner Massenkalkplateau ein wirklicher Sattel oder etwa wie bei Warstein Schuppenbau vorliegt. Zunächst ist folgendes festzustellen: Die ältesten Schichten, die bei Brilon auftreten, sind die der Honseler Stufe. Nördlich und südlich dieses »Lenneschiefer«-Packens liegt der Massenkalk, der wie die »Lenneschiefer« überall südliches Einfallen zeigt. Damit hätten wir an sich das typische Bild eines einfachen überkippten Sattels. Das war auch die Auffassung von E. Schulz (93, S. 54; s. ferner oben S. 868). Die Sattelachse würde demnach von Altenbüren bis zu der Verwerfung am Ostende der Stadt Brilon im »Lenneschiefer« verlaufen, dann im Massenkalk.

Überkippte Lagerung — im Gebiet des Briloner Sattels überall vorhanden — ist auch sonst im Ostsauerlande nichts Auffälliges. »Zwischen Wennemen, Meschede, Bigge, Altenbüren liegt der Devon-

Carbon-Saum des östlichen Sauerlandes überkippt. Weiter südwärts schließen sich Schichten an, die in derselben Weise wie das Mittel-, Oberdevon und der Culm nach Süden einfallen. Es liegt der Schluß nahe, daß die Devon-Carbon-Schichten hier im Osten des Sauerlandes einen großen, nach Norden überkippten Sattel bilden. Es ist wahrscheinlich, daß dieser überkippte Sattel des Ostens die Fortsetzung des Ebbesattels des westlichen Sauerlandes bildet« (Wegner, 110, S. 181). Die Untersuchungen Stock's auf Bl. Eversberg (99) haben diese Ansicht bestätigt.

Ob Schuppenbau im »Briloner Sattel« vorliegt, läßt sich nach der Lagerung von Massenkalk und Honseler Schichten nicht entscheiden. Vielleicht aber ist es möglich, aus der Tektonik des »Süd-« und »Nordschenkels« Rückschlüsse zu ziehen.

Im »Südschenkel« ist vor allem bemerkenswert, daß überall auf den Massenkalk nach Süden Culm folgt, und zwar meist mit seinem höchsten Horizont (eine Abweichung hiervon erklärt sich leicht durch Spezialfaltung). Weiterhin lagert an manchen Stellen, ebenfalls nach Süden einfallend, konkordant auf dem Culm Oberdevon mit seinen höchsten Horizonten, Dasberg-Schichten und »roten und grünen Schiefern«. Diese Erscheinung ist m. E. vorläufig nur so zu deuten, daß Culm und Oberdevon auf Massenkalk überschoben sind (Profil A—B auf der Übersichtskarte, Fig. 1, S. 880). Und da das Oberdevon mit seinen höchsten Horizonten ohne Störung auf den Culm folgt, so kann es sich hier nicht um Culm und Oberdevon handeln, die sich in regelmäßiger Lagerung an den Südschenkel des Massenkalksattels anschließen, sondern es muß auf den Massenkalk-Lenneschiefersattel nach Süden eine Mulde mit überkipptem Südschenkel folgen. Dieser überkippte Südschenkel ist auf den Massenkalk überschoben. Aus dem Vorkommen von Flözleerem bei Thülen, das dort an den Massenkalk grenzt, ergibt sich, daß der Kern der südlichen Mulde von Flözleerem gebildet wird. Die Überschiebung hat bei Thülen nicht dasselbe Ausmaß erreicht wie an der Strecke Altenbüren-Hoppecke.

Nicht überall folgen auf Culm Dasberg-Schichten. Zwischen Eisenberg und Forstenberg, bei der Helle, am Bilstein treten an der Grenze des Culm nach Süden zu »rote und grüne Schiefer« auf. Es scheinen hier also kleinere, lokale Überschiebungen vorzuliegen, durch die die Dasberg-Schichten unterdrückt werden.

Die Gründe, die mich veranlassen, auch eine Überschiebung der Diabase über oberstes Mitteldevon und unteres Oberdevon auf oberes Oberdevon anzunehmen (Profil A—B, Fig. 1), habe ich im Abschnitt IV, 3b (S. 869 ff.) näher auseinandergesetzt. Diese Überschiebung wird dadurch noch wahrscheinlicher, daß mancherorts, z. B. südlich des Helle und westlich vom Bilstein sogar Honseler Schichten auf oberes Oberdevon überschoben sind.

Nicht so kompliziert sind die Verhältnisse im Norden des Briloner Kalkplateaus. Die südliche Begrenzung des nördlichen Devon-Culm-Bandes bildet meist Massenkalk, nur südsüdöstlich des Greifenberges

auch »Lenneschiefer«. Fast überall stößt der Massenkalk an »rote und grüne Schiefer«, südlich vom Bahnhof Wülfte jedoch an Dasberg-Schichten und auf der Strecke vom Nordostabhang des Östen-Berges bis zum Beginn des Möhnetales, ferner bei Ober-Alme an Culm, und zwar teils an Kieselschiefer, teils an Culmtonschiefer. Die Auflagerung des Massenkalks auf den verschiedensten Horizonten sowohl des oberen Oberdevon wie des Culm findet seine Erklärung nur darin, daß hier eine Überschiebung des Massenkalkes vorliegt.

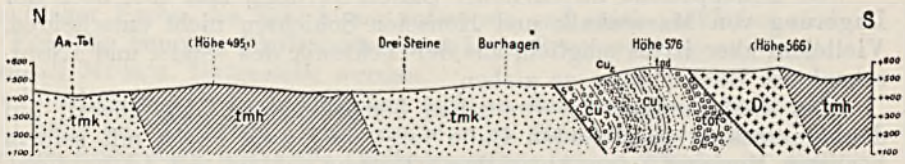


Fig. 1. Profil A—B.

tmh Lenneschiefer
tmk Massenkalk
D Grünsteine
tof Oberdevon, rote und grüne Schiefer mit Kalkknotenschiefern und Kalkbänken
tod Oberdevon, Dasberg-Schichten
cu_1 Culm, vorw. Kieselschiefer
cu_2 Culm, vorw. Kieselkalke
cu_3 Hangende Culmtonschiefer.

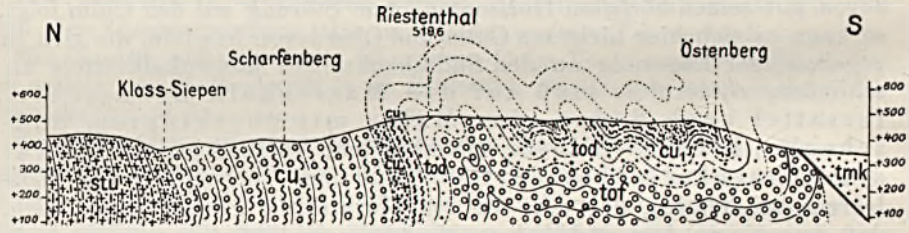


Fig. 2. Profil C—D.

tmk Massenkalk
tof Oberdevon, rote und grüne Schiefer mit Kalkknotenschiefern und Kalkbänken
tod Oberdevon, Dasberg-Schichten
cu_1 Culm, vorw. Kieselschiefer
cu_2 Culm, vorw. Kieselkalke
cu_3 Hangende Culmtonschiefer
stu Flözleeres.

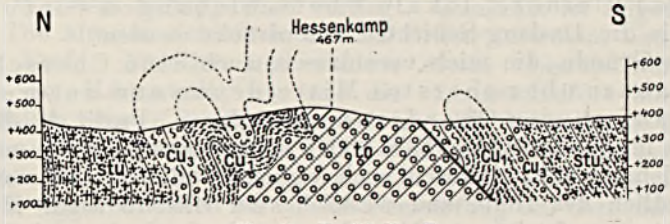


Fig. 3. Profil E—F.

to Oberdevon, ungegliedert
cu_1 Culm, vorw. Kieselschiefer
cu_3 Culmtonschiefer
stu Flözleeres.

Im Devon und Culm selbst, die wie im Süden stark von Querverwerfungen durchschnitten sind, ist überall starke Spezialfaltung zu erkennen (Profil C—D, Fig. 2). Dasselbe ist der Fall im Sattel des Hessenkamp (Profil E—F, Fig. 3). Die Schichten fallen fast stets nach Süden ein, sind also ebenfalls überkippt. Kleinere Überschiebungen kommen stellenweise vor. Graefe (31) hat sie z. T. als Schichtenausquetschung erklärt. Im allgemeinen lagern aber Devon und Culm, abgesehen von den erwähnten Besonderheiten, durchaus regelmäßig.

Es liegt nun nach dem, was vorstehend über das Auftreten von Überschiebungen gesagt ist, die Vermutung nahe, daß zwischen Nord- und Südrand des Briloner Gebietes nicht ein in sich ungestörter, überkippter und als Ganzes überschobener Sattel mit einem Kern von »Lenneschiefer« vorliegt, sondern daß die zwischen Altenbüren und Brilon auftretenden Honseler Schichten samt dem südlich anschließenden Massenkalk auf den nördlichen Massenkalk überschoben sind. Diese Vermutung gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch die Überschiebung des »Lenneschiefers« auf oberes Oberdevon südlich vom Greifen-Berge. Damit wäre zugleich eine Deutung dafür gefunden, daß östlich von Brilon der Massenkalk in so großer oberflächlicher Ausdehnung erscheint (zwischen Rom-Berg und Ober-Alme in über 6 km Breite); es würde sich hier um Überschiebungen im Massenkalk handeln. Eine endgültige Lösung dieser Frage ist jedoch erst möglich, wenn sich eine Gliederung des Massenkalkes auf Grund von Fossilien durchführen läßt.

Betrachten wir nun die tektonischen Vorgänge im Briloner Gebiet ihrer zeitlichen Reihenfolge nach, so ergibt sich:

Der seitliche, etwa von SO kommende Gebirgsdruck verursachte die Auffaltung aller Schichten bis zur Steilstellung und schließlich Überkippung. Bei Fortdauer des Druckes, dem sich jetzt der ganze Faltenkomplex sozusagen als einheitliche Masse entgegenstellte, rissen Spalten auf, teils quer zum Streichen, also in der Richtung des Druckes (im Cloos'schen Sinne K- oder Q-Klüfte), teils spießwinklig zum Streichen (Diagonalklüfte)[1]). Damit wurde die kompakte Masse des Gebirges zerstückelt. Auch weiterhin hielt der Gebirgsdruck an, der nun kein geschlossenes Widerlager mehr fand und sich infolgedessen in zahlreichen, mehr oder weniger großen Überschiebungen auswirkte. Den Weg der einzelnen Schuppen schrieben die schon vorhandenen Klüfte vor.

[1]) Über die von mir in den Aufschlüssen bei Brilon vorgenommenen Kluftmessungen und die dabei erzielten Resultate werde ich demnächst an anderer Stelle berichten.

Die Tektonik des Briloner Gebietes ähnelt demnach der des »Warsteiner Sattels«.

VII. Nutzbare Gesteine

Einige kurze Notizen über nutzbare Gesteine im untersuchten Gebiet sollen den Abschluß vorliegender Arbeit bilden.

Bergbau auf Roteisenstein wird nicht mehr betrieben. Auf der Grube »Briloner Eisenberg«, nordöstlich von Olsberg, ist 1917 zum letzten Mal gefördert worden, nachdem auch schon vorher der Betrieb teilweise still gelegen hatte. Doch sollen jetzt wieder Arbeiten in Aussicht genommen sein. Näheres über die Grube s. 93, S. 91.

Bleierze und Galmei wurde früher im »Briloner Galmei-Distrikt« gewonnen (Mutungsinhaber: Stolberger Aktiengesellschaft in Aachen). Von den sieben früheren Gruben ist nichts mehr vorhanden: es läßt sich nicht einmal mit Bestimmtheit sagen, wo diese Gruben gelegen haben[1]). Die Erze traten in Nestern im Massenkalk auf, oft in Verbindung mit Kalkspat. Auch jetzt noch werden öfters in Massenkalkbrüchen kleine Nester von Bleiglanz und Eisenkies angetroffen. Vgl. 93, S. 117 und 139.

Alte Goldwäschen sollen sich in dem Tale zwischen Haus Romberg und dem Heimberg (südwestlich Thülen) befunden haben, ferner in dem Tale zwischen Altenbüren und der ersten Aamühle. Es sollen goldhaltige Kieselschiefer aufgearbeitet worden sein. Vgl. 93, S. 160 und v. Dechen, 8, S. 553.

Kleinere und größere Kalksteinbrüche finden sich allenthalben im Massenkalkgebiet. Größere Brüche sind die bei der Höhe 432,1 (südl. Wülfte), am Voßloh (östl. Brilon), am Schaaken (südwestl. Thülen), am Hölsterloh und am Gr. Renzelberg (südl. Brilon). Der Kalkstein kommt entweder roh zum Versand als Zuschlagskalk oder er wird gebrannt. Kalköfen befinden sich am Schaaken, am Voßloh und am Hölsterloh. In den kleineren Brüchen wird nur je nach Bedarf des Besitzers Kalkstein gewonnen. Z. T. wird Massenkalk auch als Baustein für Hausfundamente verwandt.

An der Höhe 432,1 (südl. Wülfte) wird auch der Massenkalk in größeren Blöcken gebrochen und von der Marmorschleiferei in Allagen (Westf. Marmor- und Granitwerke, Georg Dassel) als Marmor verarbeitet. Das Material ist hellgrau und stellenweise von Kalkspatadern durchzogen. Ferner findet der ganz in der Nähe befindliche Massenkalk der Höhe 419 (südl. Wülfte) in gleicher Weise Verwendung. Der Kalk ist hier sehr viel dunkler und liefert infolge von graubraunen Einlagerungen und rundlichen, mit weißem Kalkspat ausgefüllten Fossilresten ein vorzügliches Material.

---

[1]) Vgl. Leineweber, Eine Denkschrift des verstorbenen Bergmeisters Hüser über den Galmeibergbau bei Brilon aus dem Jahre 1845. »Die Heimat«, Gesch. u. heimatkundl. Blätter der Sonderabteilung Brilon d. Ver. f. Gesch. u. Altertumsk. Westf. Beilage z. Sauerländer Zeitung. Nr. 6 u. 7. 1921.

Größere Kalkspatgänge werden zurzeit ausgebeutet am Drübel (südöstl. Brilon), bei der Höhe 508 und am Burhagen (südwestl. Brilon). Der Kalkspat findet Verwendung für chemische Zwecke, z. T. wird er Glashütten zugeführt, z. T. zur Terrazzofabrikation benutzt. Die Terrazzofabrik in Brilon verwendet ferner Massenkalk und rote und grüne Kramenzelkalke in ihrem Betrieb.

Kieselschiefer wird besonders in den großen Brüchen bei bei Rixen und Scharfenberg gebrochen und liefert Schottermaterial. Ebenfalls zur Wegebeschotterung dient Diabasmandelstein, der in dem städtischen Steinbruch an der Südseite des Forstenberges gewonnen wird, und der Diabas vom Bilstein bei Hoppecke.

Seit langem bekannt sind die Phosphorite vom Bilstein, vgl. 93, S. 174 und v. Dechen, Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 34, 1877; Corr.-Bl. S. 117[1]). Im Kriege ist versucht worden, dieses Vorkommen auszubeuten. Näheres darüber war nicht in Erfahrung zu bringen.

Die in frischem Zustande sehr festen Tonschiefer der Dasberg-Schichten werden bei Scharfenberg in zwei Brüchen gewonnen und als Baustein verwandt.

Literaturverzeichnis

1. d'Archiac und de Verneuil, Memoir of the Fossils of the older Deposits in the rheinisch Provinces. Transact. Geol. Soc. of London. Ser. II, Vol. VI, Part II, 1842.
2. Behr, Über Dolomitisierung und Verquarzung usw. Z. D. G. G.[2]), 1915.
3. Beushausen, Die Lamellibranchiaten des Rheinischen Devon. Abhandl. Pr. Geol. L.-A., N. F. 17, 1895.
4. Bornhardt, Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Arch. f. Lagerstättenforschg., Heft 2, 1910.
5. Brüning, Beiträge zur Kenntnis des rheinisch-westfälischen Untercarbons. Diss. Marburg 1920 und Geol. Archiv, Bd. I, 1923, Heft 4/5, S. 263.
6. Clarke, Die Fauna des Iberger Kalkes. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. III, 1884.
7. Cramer, Die Untercarbonfauna von Gaablau in Niederschlesien. Dies. Jahrb. f. 1912, Bd. XXXIII, I, Berlin 1914.
8. v. Dechen, Das Vorkommen des Roteisensteins und der damit verbundenen Gebirgsarten in der Gegend von Brilon. Arch. f. Min., Geogn., Bergbau u. Hüttenkunde, Bd. 19, 1845.
9. —, Über die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges an der Ruhr. Verhandl. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf., Bd. VII, 1850.
10. —, Geognostische Übersicht des Reg.-Bez. Arnsberg. Ebda. Bd. XII, 1855.
11. —, Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Berlin, 1858.
12. —, Erläuterungen dazu. Bd. II. Bonn, 1884.
13. Denckmann, Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devongebieten. Dies. Jahrb. f. 1894, Bd. XV, 1895.
14. — u. Lotz, Über einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes. Z. D. G. G. 1900.
15. —, Über das Vorkommen von Prolecaniten im Sauerlande. Z. D. G. G., 1900. (Verhandl.)

[1]) »Dieses Mineral findet sich in größerer Menge am Bilstein bei Brilon zwischen Eifelkalkstein und Schalstein und zeigt durch die eingeschlossenen Versteinerungen, daß es aus Kalkstein hervorgegangen ist.«

[2]) Z. D. G. G. = Zeitschr. d. Deutsch. Geol Gesellschaft.

16. Denckmann, Über das Oberdevon auf Blatt Balve. Dies. Jahrb. f. 1900, Bd. XXI, 1901.
17. —, Über Goniatitenfunde im Devon und Carbon, speziell im Carbon des Sauerlandes. Z. D. G. G., 1902.
18. —, Über die untere Grenze des Oberdevon im Lennetale und Hönnetale. Z. D. G. G., 1903.
19. —, Gliederung des Lenneschiefers in der Gegend von Hohenlimburg. Dies. Jahrb. f. 1904, Bd. XXV, 1907.
20. —, Über Carbon und Devon des Sauerlandes. Dies. Jahrb. f. 1902, Bd. XXIII, 1905.
21. —, Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördl. Letmathe. Dies. Jahrb. f. 1906, Bd. XXVII, 1909.
22. Döring, Der »ältere Lenneschiefer« in der Gegend von Gummersbach. Diss. Bonn, 1914.
23. Frech, Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Z. D. G. G., 1885.
24. —, Die Cyathophylliden und Zaphrentiden des deutschen Mitteldevon. Pal. Abh. 3. 1886/87.
25. —, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. 9, Heft 3.
26. Fuchs u. Schmidt, Zur Lenneschieferfrage. Z. D. G. G., 1911.
27. — u. Krusch, Erläuterungen zu Blatt Hagen. 1911.
28. —, Erläuterungen zu Blatt Iserlohn. 1911.
29. —, Erläuterungen zu Blatt Hohenlimburg. 1911.
30. —, Neue Beobachtungen im Sauerländischen Faciesgebiet. Dies. Jahrb. f. 1915.
31. Graefe, Die geologischen Verhältnisse des Nordwestrandes des Briloner Sattels zwischen Rixen und Nieder-Alme. Nachgelassene Bergreferendar-Arbeit i. Arch. d. Pr. Geol. L.-A.
32. Gräfenkempfer, Die Diabasgesteine des oberen Ruhrtales von Olsberg bis Wennemen. Diss. Münster, 1913.
33. Henke, Zur Stratigraphie des südwestl. Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Diss Göttingen, 1907.
34. —, Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde. Bericht üb. d. Vers. d. Niederrhein. Geol. Ver. Bonn, 1912.
35. —, Über die Gliederung des Devons im östl. Sauerlande. Z. D. G. G., 1913.
36. —, Aufnahmen auf Bl. Altenhundem. Dies. Jahrb. f. 1911, Bd. XXII, II, 1913.
37. —, Aufnahmen auf Bl. Attendorn und Altenhundem. Dies. Jahrb. f. 1913, Bd. XXXIV, II, 1915.
38. Holzapfel, Die Goniatitenkalke von Adorf in Waldeck. Palaeontographica, 28. 1882.
39. —, Cephalopoden-führende Kalke des unteren Carbons von Erdbach-Breitscheid b. Herborn. Paläont. Abh., Bd. V, 1889.
40. —, Das obere Mitteldevon im rhein. Gebirge. Abb. Pr. Geol. L.-A. N. F. 16. 1895.
41. —, Einige Beobachtungen über Flinz und Büdesheimer Schiefer. Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 58, 1901. Bonn 1902.
41. —, Faciesverhältnisse des rhein. Devons. v. Koenen-Festschrift, 1907.
43. —, Brachiopodenfauna des rheinischen Stringocephalen-Kalkes. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, II, 1912.
44. Hüffner, Beiträge zur Kenntnis des deutschen Culm. Dies. Jahrb. f. 1914, Bd. XXXV, I, 1915.
45. Kayser, Die Brachiopoden des Mittel- und Oberdevon der Eifel. Z. D. G. G., 1871.
46. —, Studien aus dem Gebiet des rheinischen Devon III. Fauna des Roteisensteins von Brilon. Z. D. G. G., 1872.
47. —, Über die Fauna des Nierenkalkes vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden unweit Brilon. Z. D. G. G., 1873.
48. —, Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges. Dies. Jahrb. f. 1881, 1882.
49. —, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Lief. 101. Bl. Herborn. 1907.
50. Kirchner, Mitteldevonische Gastropoden von Sötenich in der Eifel. Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 71. Bonn, 1914.
51. Koch, Nachweis von Culm und Clymenien-Kalk im Unterharz. Dies. Jahrb. f. 1895, Bd. XVI, 1896.

52. v. Koenen, Die Culmfauna von Herborn. N. Jahrb. f. Min. 1879.
53. Koken, Über die Entwicklung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Trias. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 6, 1889.
54. Kolbe, Über problematische Fossilien aus dem Culm von Neukunzendorf in Schlesien. Dies. Jahrb. f. 1903, Bd. XXIV, 1907.
55. Leclerq, Über die sog. Labradorporphyre der Umgegend von Brilon i. W. und einzelne ihrer Kontakterscheinungen. Diss., Münster, 1904.
56. Leyh, Die Culmfauna aus dem Heigenbruch bei Hof. Z. D. G. G., 49, 1897.
57. Lotz, Die Fauna des Massenkalks der Lindener Mark bei Gießen. Schrift. d. Gesellsch. z. Beförd. d. ges. Naturwiss. zu Marburg, Bd. 13, 1900.
58. Maurer. Die Fauna der Kalke von Waldgrimes. Abhandl. d. Großherz. Hess. Geol. L.-A., 1885.
59. Meyer, Der mitteldevonische Kalk von Pfaffrath. Diss., Bonn, 1879.
60. Möhl, Mikromineralogische Mitteilungen. 5) Der Diabas vom Bilstein bei Brilon und seine Umwandlungsprodukte. N. Jahrb. f. Min., 1875.
61. Nebe, Die Culmfauna von Hagen i. W. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 31, 1911.
62. Paeckelmann, Das Oberdevon des bergischen Landes. Abhandl. Pr. Geol. L.-A., 70, 1913.
63. —, Oberdevon und Untercarbon der Gegend von Barmen. Dies. Jahrb. f. 1920, Bd. XLI, II, 1921.
64. —, Zur Stratigraphie des Sauerländischen Oberdevons. Z. D. G. G., 1921.
65. —, Über den Oberdevon und Untercarbon des Südflügels der Herzkämper Mulde auf Bl. Elberfeld. Dies. Jahrb. f. 1921, Bd. XLII, 1922.
66. —, Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F. 91, 1922.
67. —, Bemerkungen zu O. H. Schindewolf's »Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevons«. Central-Bl. f. Min., 1922.
68. —, Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. W. Dies. Jahrb. f. 1923, Bd. XLIV, 1924.
69. Parkinson, Über eine neue Culmfauna von Königsberg unweit Gießen. Z. D. G. G., 1903.
70. Phillips, Palaezoic Fossils . . . Mem. Geol. Survey, 1841.
71. Richter, Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. Frankfurt a. M., 31, 1913 (Heft 3, 1912).
72. —, Zur stratigraphischen Beurteilung von Calceola. N. Jahrb. f. Min., 1916.
73. Ferd. Roemer, Das rheinische Übergangsgebirge. 1884.
74. Friedr. Ad. Roemer, Die Versteinerungen des Harzgebirges. Hannover, 1843.
75. —, Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. I. u. II.: Paläontogr. 3, 1850. III.: Paläontogr. 5, 1855. IV.: Paläontogr. 9, 1862/64.
76. Sandberger, Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850/60.
77. —, Der Murchisonien-Horizont des Stringocephalen-Kalkes. N. Jahrb. f. Min. 1885. II.
78. Schindewolf, Über das Oberdevon von Gattendorf b. Hof a. S. Z. D. G. G., 68, 1916.
79. —, Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Palaeontologie des deutschen Oberdevons. Senckenbergiana I, Heft 3/4, 1920.
80. —, Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Z. D. G. G., 1921.
81. —, Über eine Untercarbonfauna aus Ostthüringen. Senkenbergiana, Bd. IV, Heft 1/2, 1922.
82. —, Einige Randbemerkungen zu E. Perna's Abhandlung »Die Ammoneen des oberen Neodevons vom Ostabhang des Südurals«. Senckenbergiana II, Bd. IV, Heft 6, 1922.
83. —, Entwurf einer natürlichen Systematik der Clymenoiden. Centralbl. f. Min., 1923.
84. —, Über Fossley, Etroeungt und verwandte Fragen. Centralbl. f. Min., 1923.
85. Schlüter, Anthozoen des Rheinischen Mitteldevon. Abhandl. z. Geolog. Spezialkarte v. Preußen, 8, 1889.
86. W. E. Schmidt, Der oberste Lenneschiefer zwischen Lethmathe und Iserlohn. Z. D. G. G., 1905.
87. —, Das nordöstl. Ende des Ebbe-Sattels. Dies. Jahrb. f. 1907, Bd. XXXVIII, II, 1920.

88. H. Schmidt, Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. Dies. Jahrb. f. 1920, Bd. XLI, I, 1921.
89. Schülgke, Verzeichnis der Versteinerungen aus der Umgegend Brilons. Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf., XXIV, 1867.
90. E. Schulz, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Dies. Jahrb. f. 1882, 1883.
91. —, Vorläufige Mitteilungen aus dem Mitteldevon Westfalens. Z. D. G. G., 1884.
92. —, Geognostische Übersicht der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe. Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf., 1887.
93. —, Beschreibung der Bergerviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont. Bonn, 1890. Mit Übersichtskarte.
94. —, Über einige Leitfossilien der Stringocephalen-Schichten der Eifel. Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf., 1913
95. Scupin, Die Spiriferen Deutschlands. Paläont. Abh., 8, 1901.
96. Sommer, Untercarbon von Königsberg bei Gießen. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 28, 1909.
97. Spriestersbach, Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. Abh. Pr. Geol. L.-A., 80, 1915.
98. Stein, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Brilon. Z. D. G. G., 12, 1860.
99. Stock, Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des oberen Ruhrtales zwischen Meschede und Bigge. Diss., Münster, 1920.
100. Wedekind, Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon vom Enkeberge. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 26, 1908.
101. —, Beiträge zur Kenntnis des Oberdevon am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges. Nachricht. d. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Klasse, 1911.
102. —, Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon vom Martenberge b. Adorf. Sitz.-Ber. Ges. Naturforsch. Freunde. Berlin, 1913.
103. —, Weitere Beiträge zur Gliederung des Oberdevons. Nachricht. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Klasse, 1913.
104. —, Monographie der Clymenien d. Rhein. Gebirges. Abh. Ges. d. Wiss. Götting. Math.-Nat. Klasse, N. F. 10, 1914.
105. —, Uber Transgressionen im Oberdevon. 7. Jahresber. d. Niederrhein. geol. Ver. Hannover, 1914.
106. —, Die Genera der Palaeammonoiden (Goniatiten). Palaeontographica, 62, 1917.
107. —, Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl., 1919.
108. —, Die Gliederung des Mitteldevon auf Grund von Korallen. Sitz.-Ber. Ges. z. Förd. d. ges. Naturwiss. Marburg, 1922.
109. Th. Wegner, Führer zu den Exkursionen bei Gelegenheit d. 5. Jahresversamml. der deutschen Min. Ges. Münster, 1912.
110. —, Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. Paderborn, 1913.
111. Weigelt, Die Gliederung und Faunenverteilung im unteren Culm des Oberharzes. Dies. Jahrb. f. 1916, Bd. XXXVII, II, 1919.
112. —, Die Bedeutung der Jugendformen carbonischer Posidonomyen für ihre Systematik. Palaeontographica, 64, 1922.
113. Whidborn, Monograph of the devonian fauna. Pal. Society, 1892.
114. Winterfeld, Über die Altersbestimmung des obersten Lenneschiefers. N. Jahrb. f. Min., 1918.
115. Woltersdorf, Das Untercarbon von Magdeburg-Neustadt und seine Fauna. Dies. Jahrb. f. 1898, Bd. XIX, 1899.
116. Zimmermann, Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels. Dies. Jahrb. f. 1909. Bd. XXX, II, 1912.
117. —, Das Untercarbon von Ratingen bis Aprath. Glückauf, 1909, 41.
118. —, Die Culmfauna von Hagen i. W. · Centralbl. f. Min., XIV, 1913.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Tätigkeitsbericht der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1924

A. Geologische Aufnahmen und daran anschließend wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Leitung: Präsident KRUSCH,
Gebirgsland: Abteilungsdirektor FLIEGEL,
Flachland: Abteilungsdirektor WOLFF.

Rheinprovinz

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

B.-G. ZIMMERMANN II beendete die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Straelen (51, 36[1])) bis auf eine Schlußbegehung und stellte Bl. Kaiserswerth (52, 39) unter Mitwirkung des Geol. a. Pr. BREDDIN fertig. Dieser begann außerdem die geol.-agronom. Kartierung von Bl. Düsseldorf (52, 45) und nahm einen Teil des Bl. Mettmann (52, 46) auf.

L.-G. WUNSTORF brachte die geol. Aufnahme von Bl. Velbert (52, 41) westlich des Deilbaches dem Abschluß nahe. Er begann außerdem mit der Revision des Bl. Stolberg (65, 18) für die Neuauflage.

B.-G. FUCHS beendete die geolog. Aufnahme von Bl. Wipperfürth (53, 49).

Geol. BURRE setzte die geol. Aufnahme des Erzganggebietes im Wiedtal auf den Bl. Altenkirchen (67, 20), Waldbreitbach (67, 25) und Asbach (67, 19) fort. Er kartierte zugleich die angrenzenden Teile des Bl. Dierdorf (67, 26), so weit es zur Klärung des Zusammenhanges notwendig war.

B.-G. QUIRING stellte Bl. Betzdorf (67, 16) fertig.

Bl. Barmen (52, 48) siehe Westfalen.

Bl. Kleeberg (68, 32), Ballersbach (68, 19), Oberscheld (68, 13), Gladenbach (68, 14) siehe Hessen-Nassau.

[1]) 51, 36 = Gradabteilung 51, Blatt 36.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-G. QUIRING beendete die Übersichtsaufnahme der Bl. Neuwied (67, 31) und Bendorf (67, 32) für die geol. Übersichtskarte Bl. Koblenz 1 : 200 000, Geol. v. BÜLOW für den gleichen Zweck diejenige der Bl. Bassenheim (67, 37) und Münstermaifeld (67, 43).

B.-G. FUCHS führte in der Gegend von Altenberg und Burscheid eine neuntägige Begehung zum Abschlusse der geol. Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes im Maßstabe 1 : 100 000 aus.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-G. BÄRTLING untersuchte eine Reihe von Schwerspatvorkommen, ebenso Geol. BEHREND die Bleierzlagerstätte von Kommern-Mechernich hinsichtlich ihrer Vorräte und ihrer Zusammensetzung.

L.-G. WEISSERMEL beging eine Reihe von neuen Aufschlüssen im Kölner Braunkohlengebiet.

B.-G. PAECKELMANN sammelte das Material über die Erzgänge im Bereich des Bl. Velbert.

c) Geophysikalische Untersuchungen

Im Steinkohlengebirge der Gegend von Dinslaken wurde eine durch den Bergbau erschlossene Störung mittels Drehwageuntersuchung durch B.-G. BARSCH weiter verfolgt.

Im Aachener Steinkohlenbecken wurden durch Geol. REICH mittels des Lokalvariometers erdmagnetische Messungen ausgeführt, um den Gebirgsbau des Untergrundes zu erkennen.

d) Lagerstätten- und Felderinventur

B.-R. ZÖLLER verwandte drei Wochen auf die Untersuchung von Erzlagerstätten bei der Neubearbeitung des Bl. Mainz der Lagerstättenkarte 1 : 200 000.

B.-A. ISERT führte die Neubearbeitung der Lieferung 1 der Karte der nutzbaren Lagerstätten im Bereich der Bl. Erkelenz, Aachen, Köln, Malmedy und Kochem aus.

B.-A. HOFFMANN bearbeitete für den gleichen Zweck die Bl. Koblenz und Siegen. Er begann zugleich mit der Bleizinkerz-Inventur in der Rheinprovinz.

e) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bergbauaufschlüsse im Steinkohlengebiete links des Rheines und bei Aachen.

f) Talsperren und Stauanlagen

Prüfung des Untergrundes für die geplante Alftalsperre.

g) Sonstige technisch-geologische Untersuchungen

Baugrund für die Pfeiler der Moselbrücke bei Trittenheim.

Bergrutsch bei Fuchshofen, Strecke Dümpelfeld-Lissendorf.

Rutschungen im Bahneinschnitt bei Krähwinkelbrücke, Strecke Barmen-Rittershausen-Radevormwald.

h) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Mit dem Lehrerverein Wied in Neuwied wurde ein Lehrausflug in der Gegend von Oberlahr ausgeführt.

Provinz Westfalen und Lippe-Detmold

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

B.-G. BÄRTLING stellte unter Mitwirkung des Geol. a. Pr. STACH das geol. Bl. Hattingen (52, 42) mit Einschluß der Nordwestecke von Bl. Barmen (52, 48) fertig.

B.-G. SCHMIDT überarbeitete Bl. Wenden (67, 4) und stellte es bis auf einen kleinen Rest für den Druck fertig.

B.-G. FUCHS überarbeitete in gleicher Weise Bl. Freudenberg (67, 10), das damit stichfertig vorliegt. Die Aufnahme auf Bl. Hilchenbach (67, 5) setzte er fort.

Geol. REICH beendete die geol. Aufnahme des Bl. Laasphe (68, 1); er nahm außerdem den westfälischen Anteil des Bl. Eibelshausen (68, 7) auf.

Geol. PAECKELMANN setzte, während der zweiten Hälfte des Sommers unter Mitwirkung des Geol. KÜHNE, die Aufnahmearbeiten im Bereich des Briloner Sattels auf den Bl. Brilon (54, 38), Adorf (54, 39), Alme (54, 32) und Madfeld (54, 33) fort.

B.-G. HAACK fuhr in der geol. Kartierung des Bl. Hasbergen (39, 46) fort. Ass. a. Pr. POTONIÉ begann hier zugleich den II. Teil seiner Probekartierung.

B.-G. MESTWERDT stellte Bl. Borgholzhausen (39, 54) fertig.

L.-G. WEISSERMEL setzte die Aufnahme von Bl. Brakel (54, 19) fort.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-G. BÄRTLING führte die Arbeiten an der Tiefbohrkarte 1 : 100000 des Ruhrkohlenbeckens weiter, wobei Bl. Soest fertiggestellt und Bl. Dortmund dem Abschluß nahegebracht wurde.

Geol. SCHRIEL nahm das Gebiet des Eisenberges bei Corbach unter Zugrundelegung der neuen topographischen »Grundkarte« 1 : 5000 geologisch auf.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-G. QUIRING untersuchte die tektonischen Verhältnisse der Grube Stahlberg bei Müsen.

c) Lagerstätten- und Felderinventur

B.-G. QUIRING setzte die Lagerstätten- und Felderinventur im Bereich des Bergreviers Burbach fort.

d) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

B.-G. MESTWERDT führte zusammen mit dem M.-A. STILLE Begehungen im Teutoburger Walde aus zur Klärung wichtiger tektonischer Fragen.

e) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Verfolgung der neuen bergbaulichen Aufschlüsse des Siegener Eisensteinbezirkes.

Neue Aufschlüsse im Steinkohlengebirge und im Zechstein an der Ibbenbürener Bergplatte.

Wasserbohrungen des Betriebsamtes Bielefeld.

f) Eisenbahn- und Kanalbauten

Aufschlüsse des Lippe-Kanals, des Mülheimer Ruhr-Kanals.

Eisenbahn-Neubaustrecken Witten-Barmen, Essen-Mülheim, Dortmund-Münster.

Beratung betr. den Tunnel bei Girkhausen (Strecke Olpe-Kreuztal), dgl. betr. den nördlichen Voreinschnitt des Silscheder Tunnels.

g) Wasserversorgungen

Fortsetzung der Arbeiten zur Wasserversorgung des nördlichen Teiles des Ruhrkohlengebietes.

Wasserversorgung der Stadt Rheine.

h) Heilquellen und Schutzbezirke

Schutzbezirk für Bad Salzuflen und für Bad Meinberg.

Beratung bei der Erschließung einer neuen Heilquelle in Bad Oeynhausen.

i) Sonstige technisch-geologische Untersuchungen

Felsrutschungen an der Strecke Dieringhausen-Osberghausen.

Einwirkung saurer Wässer auf die Wandungen des Goldbergtunnels, Strecke Hagen-Oberhagen.

Untersuchung von Mergelfeldern für die Sennekultivierung im Landkreise Bielefeld.

Nachweis von Mergellagern für den Kreis Wiedenbrück.

k) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Vorträge über paläobotanische Fragen und über Kohlenbildung vor den geologischen Gesellschaften Essen nud Bochum.

Vortrag und Führung der Lehrerschaft des Kreises Wittgenstein.

Provinz Hessen-Nassau

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Geol. SCHLOSSMACHER führte die Schlußrevision der vom verstorbenen L.-G. LEPPLA aufgenommenen Bl. Wehen (67, 54), Eltville (67, 59) und Homburg v. d. Höhe, preußischer Anteil (68, 44) aus.

Geol. MICHELS stellte den hessischen Anteil des letztgenannten Bl. fertig. Er setzte außerdem die geol. Aufnahme des Bl. Usingen (68, 38) fort.

B.-G. KEGEL arbeitete weiter auf Bl. Kleeberg (68, 32).

B.-G. SCHMIERER und Geol. CORRENS stellen gemeinsam Bl. Buchenau (68, 8) fertig. Beide begannen sodann die geol. Kartierung von Bl. Gladenbach (68, 14).

B.-G. SCHMIERER, Geol. REICH und Geol. a. Pr. BENTZ arbeiteten nach Erledigung ihrer sonstigen Aufträge auf Bl. Eibelshausen (68, 7).

M.-A. BLANCKENHORN setzte die geol. Aufnahme der Bl. Kirchhain (68, 10) und Amöneburg (68, 16) fort.

L.-G. v. LINSTOW nahm die Westhälfte des Bl. Hofgeismar (55, 31) auf und begann mit der Kartierung von Bl. Trendelburg (55, 25).

M.-A. BÜCKING begann mit der Revision des Bl. Hönebach (69, 4) für die Neuauflage.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Abt.-Dir. FLIEGEL begann mit der Bearbeitung der Bl. Marburg und Frankfurt a. M. der geol. Übersichtskarte 1 : 200000.

Geol. CORRENS führte die hierfür auf den Meßtischblättern Marburg (68, 9) und Niederwalgern (68, 15) erforderlichen Neubegehungen aus.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Geol. a. Pr. DIETZ befuhr die Kaligruben im Bereich der Bl. Lengsfeld (69, 17) behufs Abfassung des bergbaulichen Teiles der Erläuterungen.

c) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

B.-G. KEGEL führte eine kurze vergleichende Untersuchung im hercynischen Unterdevon der Marburger Gegend und des Kellerwaldes aus.

Geol. CORRENS und Geol. MICHELS begingen die Keratophyr-Aufschlüsse an der mittleren Lahn und an der Dill.

B.-G. PAECKELMANN und Geol. REICH machten eine vergleichende stratigraphische Begehung in der Biedenkopfer Gegend, desgl. Geol. MICHELS im Bereich des tiefen Unterdevons der Gegend von Rüdesheim.

L.-G. KOERT führte Studien im Jura Württembergs aus als Grundlage seiner Kartierung des Wiehengebirges.

B.-G. GRUPE machte zu vergleichenden Studien eine 14-tägige Begehung in der hessischen Trias.

d) Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüsse

Neue Aufschlüsse im Eisensteinbergbau des Lahn-Dill-Gebietes.

Wasserstollen bei Kronberg.

e) Eisenbahn- und Kanalbauten

Eisenbahneinschnitt am Lämmerberg bei Bebra.
Neuaufschlüsse am Bahnhof Ostheim bei Hanau.
Neubaustrecke Haiger-Gusternhain.

f) Heilquellen und Schutzbezirke

Beratung der Gemeinde Soden a. Taunus betr. die Erschließung eines neuen Sprudels.

g) Talsperren und Stauanlagen

Begutachtung des Stauweiherprojektes für die Provinzialheilanstalt Kloster Haina.

h) Sonstige geologisch-technische Untersuchungen

Bergrutsch bei Aßmannshausen,
desgl. bei Wellmich nahe St. Goarshausen,
desgl. bei Ungsterode, Strecke Eichenberg-Gr. Almerode.

Provinz Hannover und Braunschweig

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

M.-A. WILDVANG arbeitete auf Bl. Neermoor (22, 37) geol.-agronom.

M.-A. RANGE stellte Bl. Ebersdorf (23, 29) fertig.

M.-A. SCHUCHT begann mit der geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Neustadt a. R. (41, 25).

L.-G. STOLLER setzte die geol.-agronom. Kartenaufnahme auf den Bl. Nienburg (40, 24) und Husum (40, 30) während 5 Wochen fort.

B.-G. GRUPE und Geol. EBERT brachten die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Lauenau (41, 43) dem Ende nahe. Der erstere nahm außerdem Bl. Stadthagen (40, 42) in Angriff.

L.-G. NAUMANN beendete die geol. Aufnahme des Bl. Eldagsen (41, 50) und beteiligte sich zeitweise an der Aufnahme des Bl. Elze (41, 51), das vom B.-A. HOFFMANN fertiggestellt wurde.

Geol. WOLDSTEDT setzte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Schöppenstedt (42, 51) fort.

M.-A. STILLE setzte die Revision des Bl. Waake (55, 29) für die Neuauflage fort, ebenso

B.-A. STAHL diejenige des Bl. Seesen (55, 12).

Geol. SCHRIEL stellte Bl. Benneckenstein (56, 21) fertig und begann mit der geol. Aufnahme von Bl. ZORGE (56, 20) für die Neuauflage.

Bl. Hasbergen (39, 46) und Borgholzhausen (49, 54) siehe Westfalen.

Bl. Hötensleben (42, 53) und Bl. Stolberg (56, 28) siehe Sachsen.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Geol. WOLDSTEDT stellte die Übersichtskarte Bl. Braunschweig 1 : 200000 fertig.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-R. FULDA untersuchte die Kaliwerke Ronnenberg und Beienrode für Fragen der Endlaugenversenkung.

c) Geophysikalische Untersuchungen

Schweremessungen mittels Drehwage fanden durch B.-G. BARSCH bei Husum statt, um die Lage und die Begrenzung eines Salzhorstes zu ermitteln.

d) Lagerstätten- und Felderinventur

B.-R. BALDUS bearbeitete die Bl. Bentheim und Osnabrück der Lagerstättenkarte 1 : 200 000 für die Neuauflage mit Ausnahme der nutzbaren Steine und Erden.

B.-A. HAUSBRAND vollendete die Lieferung 13 der Karte der nutzbaren Lagerstätten 1 : 200 000.

B.-R. FULDA stellte die Salzlagerstätten Hannovers und des übrigen Norddeutschlands auf einer inzwischen veröffentlichten Karte der deutschen Kalisalz- und Erdölvorkommen i. M. 1 : 450 000 dar.

e) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

L.-G. NAUMANN, B.-G. GRUPE, Geol. DAHLGRÜN und Geol. EBERT führten vergleichende Studien im Weißen Jura und im Wealden des Deisters und Osterwaldes, ebenso B.-G. PAECKELMANN, Geol. DAHLGRÜN, B.-A. STAHL vergleichende stratigraphische Begehungen im Kulm des Oberharzes aus.

M.-A. RANGE beging das Gesamtgebiet der von ihm in den vergangenen Jahren aufgenommenen Bl. Bremervörde (23, 35) und Ebersdorf (23, 29) für eine zusammenfassende Darstellung.

L.-G. NAUMANN untersuchte die Trias und in Sonderheit den Buntsandstein der Insel Helgoland.

f) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Verfolgung der Wealdenkohlenaufschlüsse,
Untersuchung der neuen Aufschlüsse im Mittelharzer Eisensteinbergbau,
Thermalbohrung des Bades Pyrmont,
Wasserbohrungen in Dissen,
Zahlreiche Flach- und Tiefbohrungen auf Erdöl in den hannöverschen Erdölgebieten,
Bohrungen des Wasserbauamtes Hoya.

g) Untersuchungen von Domänen und Gütern, Moor- und Ödländereien

Flächenstatistische und wirtschaftliche Aufnahmen und Untersuchungen von Moor- und Ödländereien fanden in folgenden Gebieten statt:

im Kreise Hümmling durch B.-G. ZIMMERMANN II, Geol. v. z. MÜHLEN und Geol. DIENEMANN,
im Kreise Rotenburg durch Geol. a. Pr. AHRENS.

h) Eisenbahn- und Kanalbauten

Dauernde Beratung der Kanalbauämter Hannover, Hildesheim, Braunschweig und Fallersleben
betr. Wasserentziehungen durch den Kanal,
» Rutschungen im Hildesheimer Stichkanal,
» Gefährdung eines Brückenpfeilers durch Quellen.
Stellungnahme für die Wasserstraßendirektion Hannover zu den Angriffen Prof. GEISSLERS in Hannover gegen den Mittellandkanal,
Untersuchungen von Aufschlüssen im hannöverschen Anteil des Mittellandkanals,
Aufschlüsse beim Bahnhofsumbau Braunschweig, verbunden mit geologischer Beratung.

i) Wasserversorgungen

Gemeinde Luhden in Schaumburg-Lippe,
Gemeinde Benthe.

k) Heilquellen und Schutzbezirke

Endgültige Festlegung des Schutzbezirkes für Bad Nenndorf.

l) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Führung der Lehrerschaft des Regierungsbezirkes Osnabrück in der Umgebung von Osnabrück,
Vortrag und Führung im Wiehengebirge für die Lehrerschaft des Kreises Bersenbrück,
Vortrag und Lehrausflug mit dem Lehrerverein im Kreise Iburg,
Vortrag und Lehrausflug über die Geologie des Kreises Linden auf der heimatkundlichen Tagung der Lehrerschaft dieses Kreises.

Provinz Schleswig-Holstein

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

M.-A. RANGE begann nach Beendigung seiner Arbeiten in der Provinz Hannover mit der geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Trittau (25, 19).
Abt.-Dir. WOLFF führte während 2 Wochen Begehungen für eine Übersichtskarte 1:500000 aus.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Untersuchung von Domänen und Gütern

Das Gut Margarethenhof, Kreis Segeberg, wurde agronom. kartiert.

b) Wasserversorgungen

Begutachtung der Wasserversorgung von Wandsbeck und der der Heil- und Pflegeanstalt Neustadt i. Holst.

Provinz Sachsen und Anhalt

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

L.-G. KOERT beendete die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Seehausen (42, 54) und in Gemeinschaft mit dem Geol. DIENEMANN diejenige von Bl. Hötensleben (42, 53).

L.-G. WIEGERS führte die Revision von Bl. Wanzleben (43, 55) zu Ende und setzte die Aufnahme des Bl. Oschersleben (42, 60) fort.

Abt.-Dir. SCHROEDER und Geol. BEHREND fuhren mit der Aufnahme der Bl. Osterwieck (56, 3), Dardesheim (56, 4) und Schwanebeck (56, 5) fort, wobei das erstgenannte Bl. fertiggestellt wurde.

Geol. DAHLGRÜN begann die geol. Aufnahme von Bl. Harzgerode (56, 23).

M.-A. ERDMANNSDÖRFFER begann die geol. Aufnahme der Bl. Stolberg (56, 28) und Schwenda (56, 29) mit Begehungen in der metamorphen Zone.

L.-G. NAUMANN und B.-A. HÜLSEMANN stellten Bl. Eisleben (57, 26) für die Neuauflage fertig, während B.-R. FULDA die für die Darstellung der bergbaulichen Verhältnisse erforderlichen Grubenbefahrungen ausführte.

Kustos PICARD setzte die geol.-agronom. Kartierung des Bl. Liebenwerda (59, 25) fort.

Bl. Benneckenstein (56, 21) siehe Provinz Hannover.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-R. FULDA und B.-A. HÜLSEMANN untersuchten einige zur Stilllegung auf 30 Jahre angemeldete Kaliwerke. Der erstere befuhr außerdem eine Reihe von Kaliwerken zur Darstellung der bergbaulichen Verhältnisse in den Erläuterungen der Blätter Aschersleben, Kochstedt und Egeln, sowie zur Vorbereitung einer neuen Darstellung der deutschen Kalisalzlagerstätten überhaupt. Er verfaßte ein Gutachten für die Bergbehörde über die Folgen einer etwaigen Stillegung des Mansfelder Kupferschieferbergbaues.

B.-G. BÄRTLING und B.-G. HESS VON WICHDORFF untersuchten einige Schwerspatgruben im Thüringer Wald; der letztere außerdem das Sphärosideritvorkommen im Dachschiefer des Bl. Probstzella (71, 25).

b) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Neue Tagebauaufschlüsse im Braunkohlenbecken von Zeitz-Meuselwitz, im Geiseltale und bei Bitterfeld,

Steinsalzbohrung Buchenau a. d. Werra,

Kernbohrung im steinkohleführenden Unterrotliegenden von Manebach bei Ilmenau,

Braunkohlenbohrungen von Königsaue,

Amtliche Bohrung Groß-Lübars.

c) Eisenbahn- und Kanalbauten

Aufschlüsse des Mittellandkanals,

Untersuchung von Bohrungen für die Kanalbauämter Öbisfelde, Neuhaldensleben, Magdeburg, Burg und für das Wasserbauamt Genthin,

Untersuchung des Grauwackenvorkommens bei Vahldorf für das Kanalbauamt Magdeburg,

Bahneinschnitt am Bahnhof Sandersleben.

d) Wasserversorgungen

Wasserverhältnisse Steuden-Etzdorf (Mansfelder Seekreis),

Vorläufige Beendigung der Untersuchung über die Grundwasserverhältnisse im Geiseltal,

Gutachten für das Oberbergamt Halle über die Wasserentziehung in der Gemeinde Stachwitz durch die Braunkohlengrube Phönix bei Munsdorf,

Wasserversorgung Thale,

Untersuchung über die Wasserversorgung von Quedlinburg gemeinsam mit der Landesanstalt für Wasserhygiene, besonders in Rücksicht auf die Möglichkeit einer Veränderung der Grundwasserverhältnisse durch die im Harz geplanten Talsperren,

Wasserversorgung Gemeinde Serno im Fläming.

e) Talsperren und Stauanlagen

Für die Elbstrombauverwaltung in Magdeburg und das Talsperrenneubauamt in Goslar wurden zahlreiche Gutachten erstattet über die ausgedehnten Talsperrenprojekte im Harz und die damit im Zusammenhang stehenden Stollenbauten.

Nochmalige Begutachtung der Saaletalsperre bei Hohenwarte in Rücksicht auf Einwendungen, die vom Lande Thüringen gemacht worden waren.

Gutachten über Staudämme bei Mücheln und Mansfeld.

f) Heilquellen und Schutzbezirke

Beratung der Badeverwaltung des Solbades Kösen hinsichtlich einer Solbohrung.

Vorschläge für eine neue Solbohrung in Bad Suderode a. Harz.

g) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Ausgedehnte Vorlesungen über die Geologie der Heimat für Magdeburger Lehrer, verbunden mit vier Ausflügen.

Provinz Brandenburg

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Abt.-Dir. GAGEL stellte unter Mitwirkung des Geol. a. Pr. AHRENS Bl. Großrietz (45, 48) fertig und begann mit der Aufnahme von Bl. Müllrose (46, 23).

L.-G. KORN stellte Bl. Werben (59, 12) fertig.

L.-G. DAMMER begann mit der geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Schwiebus (47, 44).

B.-G. BARSCH beendete Bl. Königswalde (46, 30) und ging auf Bl. Kriescht (46, 29) über.

Bl. Liebenwerda (59, 25) siehe Provinz Sachsen.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geophysikalische Untersuchungen

Erdmagnetische Messungen mit dem Lokalvariometer fanden durch Geol. REICH bei Potsdam statt, um den Einfluß diluvialer Ablagerungen auf das Instrument systematisch zu prüfen. Die Ergebnisse sprechen gegen eine größere Beeinflussung.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

L.-G. STOLLER ermittelte durch botanische, in Sonderheit pollenanalytische Untersuchung eines Moorprofils im havelländischen Luch bei Friesack das Alter einer mesolithischen Siedlung.

B.-G. SCHMIERER untersuchte ein Geschiebevorkommen sowie ein altalluviales Torflager bei Senftenberg.

c) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Braunkohlenaufschlüsse im Zielenzig-Schermeiseler Braunkohlengebiet,
Bohraufschlüsse und Bohrungen bei Phöben,
Bohrung Malchow bei Berlin,
Staatliche Bohrung Wahlsdorf bei Jüterbog,
Bohrung an der neuen Oderbrücke bei Tschichertzig,
Braunkohlentagebauaufschlüsse in der Niederlausitz.

d) Untersuchungen von Domänen und Gütern

Das Rittergut Retzin wurde geol.-agronom. untersucht.

e) Eisenbahn- und Kanalbauten

Aufschlüsse beim Schleusenabstieg Fürstenberg a. O.,
Begutachtung für das geplante Schiffshebewerk Niederfinow,
Aufschlüsse am Stichkanal Velten,
Untersuchungen für den Verschiebebahnhof Tempelhof,
Eisenbahnaufschlüsse Großbeeren,
Geologische Vorarbeiten für den Boberkanal,
Brückenfundierungsarbeiten bei Hennigsdorf,
Aufschlüsse beim Weiterbau der Berliner Untergrundbahn.

f) Wasserversorgungen

Beratung bei der Wasserversorgung der Fabrik Marga in Berlin und der Patentpapierfabrik Hohenofen a. d. Dosse,
Begutachtung der Wasserversorgung der Stadt Luckau,
desgl. in Gemeinschaft mit der Landesanstalt für Wasserhygiene der Stadt Spremberg.

g) Sonstige geologisch-technische Untersuchungen

Untersuchung eines Gasausbruches in einem Bohrloch bei Gramzow i. d. Uckermark,

Untersuchung des Tegeler Fließes östlich Hermsdorf im Hinblick auf die Entwässerbarkeit seiner Wiesen,

Begutachtung der Frage, ob der Teltowkanal neue Entwässerungsmöglichkeiten geschaffen hat, für das Bezirksamt Tempelhof,

Begutachtung des Baugrundes für den Reichsbankneubau in Berlin.

h) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Mehrere geologische Lehrausflüge in die weitere Umgebung von Berlin im Auftrage der Staatlichen Stelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht.

Mehrere geologische Lehrausflüge mit dem Kreislehrerverband Schwiebus-Züllichau.

Lehrausflug nach Freienwalde mit dem Volksbund Naturschutz.

Mitwirkung beim Brunnenbauerlehrkursus in der Landesanstalt für Wasser-, Boden- und Lufthygiene in Berlin-Dahlem.

Provinz Pommern

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25000

Kustos PICARD beendete die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Horst (10, 54) und begann diejenige von Bl. Grimmen (10, 53).

L.-G. SCHULTE begann die Aufnahme der Bl. Eggesin (28, 23) und Ückermünde (28, 17), während Geol. KÜHNE das Bl. Stolzenburg (28, 30) in Angriff nahm.

Geol. v. BÜLOW beendete Bl. Charbrow (15, 20) und brachte Bl. Schurow (15, 26) dem Abschluß nahe. Er nahm außerdem die Mooranteile der Bl. Scholpin (14, 18) und Schmolsin (14, 24) auf.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Begutachtung der Mergelgruben Technow im Kreise Schivelbein für das Kulturamt Köslin und Untersuchung der Grube des Schotterwerkes Karlstal bei Wangerin.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Geol. v. BÜLOW untersuchte die Ursache einer artesischen Quellenbildung bei Köslin.

Abt.-Dir. GAGEL untersuchte die Eocäntone in der Umgebung von Friedland (Mecklenburg).

c) Eisenbahn- und Kanalbauten

Begutachtung der Rutschung an der Eisenbahnbrücke über die Ihna bei Reetz, Strecke Stargard-Kreuz.

Untersuchung der Aufschlüsse am neuen Verschiebebahnhof südlich Stettin.

d) Untersuchung von Domänen und Gütern

Die folgenden Rittergüter wurden geol.-agronom. untersucht:

Rottmannshagen mit Vorwerk Ritzenfelde,
Lischnitz,
Dzechlin (i. Kr. Lauenburg),
Stretense bei Anklam,
Krugsdorf bei Pasewalk.

e) Wasserversorgungen

Beratung bei der Wasserversorgung des Kindererholungsheims für den Kreis Pyritz bei Dölitz.

i) Sonstige technisch-geologische Untersuchungen

Untersuchung eines Erdgasausbruches bei Zemmin.

g) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Je ein Lehrausflug wurde veranstaltet für die Volkshochschule und für die Arbeitsgemeinschaft für Heimatkunde und Heimatschutz in Lauenburg, ferner ein 4-tägiger Lehrausflug in Hinterpommern für den Bund Heimatschutz, Abt. Pommern.

Provinzen Ober- und Niederschlesien

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

B.-G. BERG begann die geol. Aufnahme des Bl. Marklissa (60, 60).

L.-G. KÜHN führte die Schlußbegehung im Gneisanteil des Bl. Liebenthal (61, 56) aus, während er diejenige auf Bl. Alt-Kemnitz (75, 2) nur z. T. beenden konnte.

L.-G. ZIMMERMANN vollendete die Aufnahme des Schiefergebirgs-Anteils des Bl. Alt-Kemnitz (75, 2) und brachte die Aufnahme von Bl. Hirschberg (75, 3) der Vollendung nahe.

Geol. VON ZUR MÜHLEN schloß Bl. Arnsdorf (76, 24) ab und begann mit der geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Hohenfriedeberg (75, 6).

L.-G. FINCKH und M.-A. BEDERKE stellten Bl. Königshain (76, 33) bis auf einen kleinen Rest fertig. Der erstgenannte begann danach die geol. Aufnahme des Bl. Reichenstein (76, 34) mit vorbereitenden Begehungen.

Geol. MEISTER beendete die geol.-agronom. Aufnahme der Nordhälfte des Bl. Wiese (62, 47) bis auf einige kleine Lücken. Auf Bl. Reinerz (76, 31) kartierte er das kristalline Gebirge im südwestlichen Teil des Blattes.

L.-G. BEHR setzte die Aufnahme des Bl. Camenz (76, 28) fort.

B.-R. ZÖLLER kartierte während 10 Wochen auf Bl. Bechau (76, 30).

B.-G. ASSMANN und Geol. AHRENS setzten die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Peiskretscham (78, 38) fort.

B.-G. CRAMER stellte $^3/_4$ des Bl. Kieferstädtel (78, 44) fertig.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-G. BERG führte einige Begehungen für das Bl. Hirschberg der Übersichtskarte 1 : 200000 aus.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Geol. MEISTER untersuchte die Roteisensteinvorkommen in der Gegend von Reinerz.

c) Geophysikalische Untersuchungen

Zwischen Rosenberg und Kadlub-Turawa wurde in Verbindung mit erdmagnetischen Untersuchungen des Geol. REICH ein 20 km langer Drehwagezug zwecks Aufsuchung von Aufragungen des Grundgebirges durch B.-G. BARSCH ausgeführt. Eine Tiefbohrung soll auf Grund dieser Arbeiten angesetzt werden.

d) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bohr- und Schachtaufschlüsse in der Kreidekohle der Gegend von Löwenberg, sowie in den alten Goldseifen von Löwenberg.

Straßenschotteraufschlüsse bei Töppendorf.

Beratung über die Beschaffung von Sandversatz für die oberschlesischen Gruben der Preuß. Bergwerks- und Hütten-Aktiengesellschaft.

e) Untersuchung von Domänen und Gütern

Geol.-agronom. Aufnahme der ehemaligen Domäne Steine, Bezirk Breslau.

f) Eisenbahn- und Kanalbauten

Aufschlüsse bei der Erweiterung des Bahnhofs Altwasser.

g) Wasserversorgungen

Wasserversorgung des Gutes Steine bei Breslau.

h) Talsperren und Stauanlagen

Kartierung im Bereich des künftigen Stausees der Talsperre Goldentraum.

i) Heilquellen und Schutzbezirke

Umgrenzung des Quellenschutzbezirks für Bad Langenau.

k) Sonstige technisch-geologische Untersuchungen

Beratung der Kommandantur Glatz wegen des Auftretens von Rissen und Spalten im Bereich der Festung.

Beratung des Kreises Neurode bei der Beschaffung von Wegebaumaterial.

l) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Lehrausflug mit den Breslauer Studienräten durch das Trebnitzer Katzengebirge.

Lehrausflug mit Lehrern im Bobertal bei Lähn.

Vorträge in den Brunnenbauer-Innungen Nieder- und Oberschlesiens.

Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Untersuchungen von Domänen und Gütern

Agronom. Kartierung der Herrschaft Klein-Nakel; Untersuchung des Gutes Wildeck.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Begutachtung angeblicher Schwefel- und Salzvorkommen in der Gegend von Flatow.

Provinz Ostpreußen

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25000

Geol. a. Pr. BENTZ stellte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Rosenberg (34, 13) fertig.

L.-G. KRAUSE setzte diejenige von Bl. Göttkendorf (35, 7) fort, wobei Ass. a. Pr. POTONIÉ während zweier Monate mitwirkte.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-G. HESS VON WICHDORFF setzte die Übersichtsaufnahme im Bereich der Gradabteilungen 36 und 37 fort. Er stellte für diesen Zweck die Bl. Milken (36, 4), Arys (36, 10) und Schorren (36, 15) fertig. Die Bl. Nikolaiken (36, 8), Dombrowken (36, 9) und Eckertsberg (36, 19) wurden dem Abschluß nahe gebracht.

Im Bereich der Bl. Skomatzko (36, 11), Bialla (36, 23), Grabnick (36, 12) und Jucha (36, 6) fanden vorbereitende Begehungen statt.

b) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Die Aufschlüsse im Bernsteintagebau Palmnicken wurden weiter verfolgt.

c) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

L.-G. KRAUSE untersuchte den Zusammenhang der Endmoränenzüge im Allensteiner Kreis.

d) Untersuchungen von Domänen und Gütern

Bledau, Dietersdorf, Ramten, Dösen, Grindashof, Ragupönen, Davidshof, Kupgallen, Schwengels, Grünkrug, Neuweide, Karohnen, Hasenberg, Ballupönen, Eckartsberg mit Vorwerk Freiberg.

e) Talsperren und Stauanlagen

Geol. Untersuchungen für eine Talsperre am Wadangfluß.

f) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Vortrag über die Geologie des Kreises Stallupönen vor der Arbeitsgemeinschaft der Lehrer und Lehrerinnen der Kreises.

Geol. Lehrausflug für den Allensteiner Verein für Natur- und Heimatkunde in dem Glazialgebiet nördlich von Allenstein.

Führung von geol. Ausflügen der Deutschen Geologischen Gesellschaft bei Gelegenheit ihrer Königsberger Hauptversammlung im südlichen Ostpreußen.

Nicht auf die Provinzen bezügliche Arbeiten

Die Weltmontan-Statistik, deren erster Band inzwischen erschienen ist, wurde weitergeführt,

die Arbeiten an der im vergangenen Berichtsjahre in Angriff genommenen Weltlagerstättenkarte in erweitertem Umfange fortgesetzt.

Die bergwirtschaftlichen Zeitfragen und die Marktlage der wichtigsten mineralischen Rohstoffe fanden wie bisher in der Lagerstättenchronik fortlaufende Besprechung.

Beginn einer Inventur der Blei-Zinkerzvorräte Preußens, die sich auf die Rheinprovinz, den Harz und Oberschlesien beziehen muß, ebenso einer solchen der Schwefelkiesvorräte Deutschlands für den Internationalen Geologenkongreß in Madrid 1926.

Für das Reichsentschädigungsamt, den deutsch-französischen Schiedsgerichtshof und das Reichswirtschaftsgericht Begutachtung zahlreicher Bergbauunternehmungen in den abgetretenen Gebieten und im Auslande. Ebenso nahm ein Vertreter der Geologischen Landesanstalt an den Verhandlungen des Reichsentschädigungsamtes und des Reichsfinanzministeriums über die Entschädigung der Standard Oil Comp. für deren im Kriege beschlagnahmte rumänische Ölfelder teil.

B. Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten

Leitung: Präsident KRUSCH

Es wurden folgende Vorträge gehalten und besprochen:

WEISSERMEL, Die Geschichte einer eigenartigen Talbildung bei Aschersleben.

FINCKH, Über Ergebnisse der Aufnahmen auf Bl. Königshain.

WOLDSTEDT, Tektonische Probleme im Gebiet zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug.

HESS VON WICHDORFF, Über das diluviale Seekreidevorkommen bei Schloppe in der westpreußischen Grenzmark.

BEHR. Über Formsand.

BERG, Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente (im Anschluß an die Forschungen V. M. GOLDSCHMIDT's).

WUNSTORF und GOTHAN, Das Steinkohlengebirge von Aachen und von Erkelenz.

VON BÜLOW, Eine merkwürdige Quellbildung bei Köslin.

GRUPE, Diluvialprobleme in der weiteren Umgebung von Hannover.

FULDA, Die Salzlagerstätten der Alpen.

SEITZ, Die Tektonik des Sattelschlusses.

POTONIÉ, Fortschritte der Kohlenpetrographie.
BALDUS, Über fossile Holzkohle in der Braunkohle.
SCHMIDT, Die Stratigraphie der Siegener Schichten im Siegerlande und im südlichen Sauerlande.
HEYKES, Die Entmischung der Kalimutterlaugen.
DIETZ, Beobachtungen über das Verhalten des Carnallits bei tektonischen Vorgängen.
SCHLOSSMACHER, Über Inkongruenz in Feldspatzwillingen.
FLIEGEL, Die neuen Talsperrenpläne im Harz.
MESTWERDT, Zum Gebirgsbau des Osnings.
DAMMER, Methoden und Ergebnisse von Gutsaufnahmen.
GÖRZ, Die Ausgestaltung des bodenkundlichen Teiles der Erläuterungen.
STOCKFISCH, Über die Bewertung von Kohlen.
HALLER, Schädigende Einflüsse von Boden, Grund- und Sickerwasser auf Zement und Beton.
FINCKH, Paläozoische Vergneisungen.
AHRENS, Neuere Forschungen über die Entstehungsbedingungen der Strukturen kristalliner Schiefer.
MEISSNER, Die Weltmontanstatistik der Geologischen Landesanstalt.
GANSSEN, Der Einfluß von Nährstoffgehalt und Bodenazidität auf das Wachstum der Holzarten im nordwestdeutschen Flottlehmgebiet.
TRÉNEL, Die Abhängigkeit der Kulturpflanzen von der Bodenreaktion.
BURRE, Die Eignung von Gesteinen zum Talsperrenbau.
KÜHN, Die Isostasie und ihre geologische Bedeutung.
BARSCH, Schweremessungen.
REICH, Der Einfluß diluvialer Ablagerungen auf die Anomalien des erdmagnetischen Feldes.
BÄRTLING, Welteislehre und Geologie.
GAGEL, Die Klimate der geologischen Vergangenheit (nach WAGNER und KÖPPEN).
v. z. MÜHLEN, Die genetische Stellung und die Ausbreitung der Wolfram-Zinn-Provinz im Transbaikalgebiet.
GAGEL, Vorlage des gewaltigen Schädels einer völlig neuen Riesenhirschart, der bei den Baggerarbeiten zum Datteln-Weser-Stichkanal im Februar 1925 aufgefunden worden ist.

C. Abteilung Sammlungen

Leitung: bis 30. September 1924 Abteilungsdirektor SCHROEDER,
ab 1. Oktober 1924 Abteilungsdirektor GAGEL

I. Geologisches Landesmuseum

a) Paläozoologische,
stratigraphische und petrographische Sammlung

Kustos DIENST, Assistent SEITZ und Assistent a. Pr. POTONIÉ

Die bisher wenig übersichtliche Vergleichssammlung wurde geordnet, und die dringend notwendige Neubestimmung durch regio-

nale Anordnung des umfangreichen Materials vorbereitet und bei dem süddeutschen Jura in Angriff genommen.

In der Studiensammlung wurde die Neuaufstellung des Zechsteins vollendet, die der Unteren Kreide und des Silurs begonnen, ebenso wurde angefangen, die Belegstücke aus den Siegener Schichten, die noch nach der DENCKMANN'schen Gliederung aufgestellt waren, entsprechend der auf der geologischen Karte durchgeführten Gliederung neu zu ordnen. In den mitteldevonischen Massenkalk wurden die Sammlungen PAECKELMANN und des Lehrers E. ZIMMERMANN-Schwelm eingereiht, was eine Neuaufstellung dieser Stufe erforderte.

Die Sammlung wurde wiederholt von auswärtigen Geologen in Anspruch genommen.

Es entliehen die Herren:

R. BRINKMANN-Göttingen: Pommerschen Jura.
H. SCHMIDT-Göttingen: Carbonische Goniatiten.
R. RICHTER-Frankfurt a. M.: Devonische und carbonische Trilobiten und für einen seiner Schüler die Fauna des Greifensteiner Kalkes.
BIESE-Berlin: *Encrinus Carnalli* aus dem Muschelkalk.
WASMUND-Kiel: Marine Conchylien des Diluviums.
JAN KOHILA-Prag: Cambrium von Hof.
SCHLÜTER-Göttingen: Agoniatiten der Ense bei Wildungen.
GRÜNEBERG-Elberfeld: Goniatiten aus dem Oberdevon.
Baron v. NOPSCA-Wien: *Nothosaurus* von Rüdersdorf.

In folgende, im Berichtsjahre abgeschlossenen Arbeiten wurde im Landesmuseum aufbewahrtes Material benutzt:

E. KUMMEROW: Beiträge zur Kenntnis der Ostracoden und Phyllocariden aus nordischen Diluvialgeschieben. Jahrb. d. Pr. G. L.-A. f. 1923, XLIV.
H. SCHMIDT: Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbon-Grenze im Sauerland. Ebenda.
P. ASSMANN: Die Gastropoden der oberschlesischen Trias. Ebenda.
E. NAUMANN: Bemerkungen über die oberen Ceratitenschichten in den Profilen von Weimar, am Meißner und von Hameln. Ebenda.
W. PAECKELMANN: Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. Westf. Ebenda.
Ders.: Der geologische Bau des Velberter Sattels in der Gegend von Wülfrath (Rheinl.). Ebenda.
FR. DAHLGRÜN und L. FINCKH: Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien. Ebenda.
W. KOERT: Über den Lias am Niederrhein nach Ergebnissen von Tiefbohrungen. Ebenda.
E. PICARD: Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes bei Schraplau (Mansfelder Seekreis). Ebenda.
C. SCHMIDT: Stratigraphisch-faunistische Untersuchung im älteren Produktiven Carbon des Gebietes von Witten (Westf.). Ebenda.
H. SCHROEDER: Berichtigung zu H. SCHROEDER, Süßwasserkalke, Her-

cynschotter und Glazialbildungen am Harz und Fallstein. Jahrb. d. Pr. G. L.-A. f. 1924, XLV.

A. LEPPLA: Tektonik und Stratigraphie des Taunus im Gebiet des Bl. Wehen (Platte) nördlich Wiesbaden. Ebenda.

A. BENTZ: Die Garantienschichten von Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung des Brauneisenoolithhorizontes von Harzburg. Ebenda.

A. LEPPLA: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Ebenda.

R. POTONIÉ: Über die Fauna norddeutscher Obersenongeschiebe, insbesondere des Cerithiumkalkes. Ebenda.

Herr QUANTZ-Gronau überwies dem Landesmuseum auch in diesem Jahre Neocomversteinerungen aus Gronau.

Durch Kauf ging im Jahre 1924 die umfangreiche, durch die Arbeiten A. VON KOENEN's und E. HARBORT's in der Literatur bekannt gewordene Sammlung SALCHOW (Ammoniten der Unteren Kreide Norddeutschlands) in den Besitz des Geologischen Landesmuseums über.

Daneben erwarb dieses Aufsammlungen aus dem Aegir-Horizont Westfalens von HONERMANN-Hervest-Dorsten, mitteldevonische Versteinerungen aus der Sammlung E. ZIMMERMANN-Schwelm (Westf.), eine *Conularia* von der Ense bei Wildungen von einem Sammler in Siegen, Fossilien aus der Oberen Kreide Westfalens von verschiedenen Fundpunkten durch Herrn B. FALK in Lünen, 1 Mammutoberkiefer vom Kanalbauamt Wesel, einen Riesenhirschschädel und verschiedene andere Wirbeltierreste vom Kanalbauamt Datteln.

Die Schausammlung wurde im Berichtsjahre durch zwei größere Bilder bereichert:

Fräulein E. PREUSSNER-Berlin malte das Riesengebirge von Warmbrunn aus,

Herr HOFFMANN, der Vorsteher des wissenschaftlichen Zeichnerbureaus, den Zobten von Ströbel aus.

Der Besuch der Schausammlung hielt sich in mäßigen Grenzen.

b) Paläobotanische Sammlung — Kustos GOTHAN

In der Sammlung wurden die laufenden Arbeiten, Kataloge usw. fortgeführt. Die Nachordnung im SCHRADER'schen Herbar wurde beendigt. Für die Erläuterungen zu den geologischen Karten wurden Reihen von Fossilien aus folgenden Formationen bearbeitet: Weald und Serpulit; Buntsandstein; Rotliegendes (Thüringen, Harz); Carbon.

Die wissenschaftlichen Untersuchungen des Kustos betrafen: Fortsetzung des Studiums von Braunkohlenfragen; Bearbeitung von Fossilien aus dem Aachener, Ruhr- und Ibbenbüren-Piesberger Carbon im Rahmen der Studien zur Stratigraphie und Parallelisierung des Carbons der deutschen Kohlenbecken; Bearbeitung von ähnlichen Fragen im sächsischen Untercarbon; Bearbeitung verkieselter Araucarienzapfen aus Argentinien u. a. m.

Die Hand- und Sonderdruckbibliothek wurde weiter ergänzt und katalogisiert.

An der Bearbeitung des Materials in der paläobotanischen Sammlung beteiligten sich außer dem Kustoden folgende Spezialforscher:

HIRMER-München: Mesozoische Flora,
FLORIN-Stockholm: Coniferen u. a.,
MENZEL-Dresden: Tertiärflora,
KRÄUSEL-Frankfurt: Tertiärflora u. a.,
KINDSCHER, WISBUR, MARKUSSON (Gr. Lichterfelde): Braunkohlen- und Kohlenfragen überhaupt,
R. POTONIÉ-Berlin: Kohle.

Die folgenden im Berichtsjahr erschienenen Arbeiten befaßten sich mit Originalen bezw. Material aus der paläobotanischen Sammlung:

HIRMER, Zur Kenntnis von *Cycadopteris* ZIGNO. Paläontogr. 66, 1924, S. 127 ff., Taf. IX—XII.

GOTHAN und KINDSCHER, Über die Haarkohle der Cöthener Braunkohle, der Geiseltalkohle und der Oberröblinger Kohle. Zentralbl. Miner. usw. 1925, S. 52—60, 3 Fig.

WISBUR, Nachweis von Cellulose in Form von gut erhaltenen Baumwoll- und Leinenfasern ..... in deutscher Braunkohle. Braunkohle 1924, S. 789 ff.

POTONIÉ, R., Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie. Berlin 1924.

GOTHAN, Paläobiologische Betrachtungen über die fossile Pflanzenwelt. Berlin 1924.

GOTHAN und HAACK, Ruhrcarbon und Osnabrücker Carbon. Glückauf 1924, S. 535 ff.

GOTHAN und SCHLOSSER, Neue Funde von Pflanzen der älteren Steinkohlenzeit (Culm) auf dem Koßberge bei Plauen i. V. Leipzig 1924.

GOTHAN, Studien über die Bildung der Schwelkohle und des Pyropissits. Braunk. 23, 1924, S. 713; 1925, S. 771.

Zuwendungen an die Sammlung fanden statt von:

Grube Ilse, N.-L. (Obering. TH. TEUMER): Braunkohlenproben,
Naturhist. Reichsmuseum, Stockholm: Mikroskop. Präparate von fossilen Pflanzen,
Gewerkschaft Friedr. Thyssen (Hamborn),
Eschweiler Bergwerksverein,
Zeche Rheinpreußen,
Rheinstahl A.-G.,
Gewerkschaft Brassert,
Stahlwerke Hoesch,
Preußische Bergwerks-A.-G.: u. a. Steinkohlenpflanzen,
Dr. STAPPENBECK: Wealdenpflanzen aus Peru,
Prof. SEFFREY-Cambridge (Mass.): Kohlendünnschnitte u. a. m.

Auch durch die Sammeltätigkeit der Beamten der Geologischen Landesanstalt und des Kustos wurde die Sammlung vermehrt, die Handbibliothek namentlich durch Zuwendungen des letzteren.

Austausch von Sammlungsgegenständen fand mit in- und ausländischen Anstalten statt. An Schulen und Hochschulen wurden mehrfach Pflanzenfossilien und organogene Gesteine abgegeben.

II. Lagerstättensammlung

B.-G. BERG und Geol. BEHREND

Neugeordnet und durchgearbeitet wurden die Kontaktlagerstätten sowie die metasomatischen Kupfererzlagerstätten. Außerdem wurde die Salzsammlung auf der Galerie des Lichthofes durch Ausscheiden der zerfallenen Stücke verkleinert und die Neuordnung des Restes begonnen.

Im Oktober fand eine Führung von Herren der wirtschaftlichen Abteilung des Auswärtigen Amtes durch die Lagerstättensammlung und das Museum für angewandte Geologie statt.

Von Neuerwerbungen ist hervorzuheben die im Austausch gegen Dubletten unserer Lagerstättensammlung erworbene COHEN'sche Sammlung südafrikanischer Gesteine und eine große Sammlung von chinesischen Erzen, Kohlen u. a. nutzbaren Mineralien, die Herr Professor G. KEIPER gesandt hatte.

An kleineren Reihen seien erwähnt: verschiedene amerikanische Erze der Sammlung GÖRING-PASSAVANT, Manganerze von Maczkamezo, Silbererze von Christbescherungs-Erbstolln bei Freiberg, verschiedene Erze aus der Sammlung KOHL u. a. m.

Mikroskopische Untersuchungen erstreckten sich auf die Erze von Mechernich (BEHREND), auf das Vorkommen von Sychnodymit der Grube Kuhlenbach bei Eiserfeld und auf ein Graphit-Vesuviangestein von Spittal in Kärnten (BERG).

Aus den Dublettenbeständen wurde eine große Lagerstättensammlung für die ihres Lehrmaterials beraubte Oberschlesische Bergschule in Peißkretscham zusammengestellt sowie eine kleinere Sammlung für die Schule in Villach.

III. Museum für angewandte Geologie

Kustos SCHNEIDER

Die Einrichtungsarbeiten im Museum für angewandte Geologie wurden fortgesetzt. Besonders gefördert wurden die Abteilungen Steinkohle, Erdöl, Eisen, Kupfer, Kalk, Magnesit, Technologie und Bauwesen. Außer den im Hause hergestellten Zeichnungen und Modellen wurden auf besonderen Reisen einige Ölbilder gemalt, andere Bilder wurden durch Kauf erworben. Die Inneneinrichtung des Museums wurde vervollständigt, die Beleuchtung eingerichtet. Zu dem Führer liegen die Manuskripte der Abteilungen Schwefel, Technologie und Braunkohle vor.

Wiederum sind dem Museum namhafte Zuwendungen gemacht worden. Die Zeche Matthias Stinnes stiftete zunächst 1000 Mark für das Modell einer Steinkohlengrube, das in Arbeit ist, und übernahm die Kosten einer Reise des von uns beauftragten Bildhauers nach

Essen. Der Deutsche Kaliverein stiftete 1500 Mark für das Modell einer Kalilagerstätte. Andere Zuwendungen wurden von folgenden Firmen und Einzelpersonen gemacht:

Max Laubinger, Hamburg: Ölbild einer Magnesitgrube bei Frankenstein i. Schles.
Qualkauer Granitwerke: Desgleichen eines Granitbruches.
Firma Feldspat-Ströbel: Gesteinsproben und Bild aus ihrer Kaolingrube.
Berlin-Anhaltische Maschinenbau-A.-G.: Ölbild einer Staubkohlenfeuerung.
Lautawerk, Verein. Aluminium-Werke A.-G.: Belegstücke für die Aluminiumdarstellung.
Aluminiumwalzwerk Singen i. Baden und Aluminiumtubenfabrik Nürnberg: Proben ihrer Erzeugnisse.
Firma Völker & Nikolaier, Strehlen
Gesellschaft für prakt. Geophysik, Freiburg i. B.
v. Friedländer-Fuld'sche Zentralverwaltung, Berlin
Deutsche Erdöl-A.-G., Berlin
Brunnenbaufirma Joppich, Neiße
Präsident Beyschlag
Prof. Dr. Wunstorf
cand. phil. Haefke, Berlin
} verschiedene Photographien oder leihweise Überlassung von Negativen.
Verein. Mosaik- u. Wandplattenwerke Ehrang: Rohstoffe und Fertigerzeugnisse der Fließenfabrikation.
Verein. Crummendorfer Quarzschieferbrüche, Lange, Lux & Ölsner: Modell eines Kupolofens.
Kaliwerk Ummendorf, Eilsleben: Salzstufen.
Gewerkschaft Belsdorf, Wefensleben: desgl.

IV. Geologisch-technische Gesteinssammlung

L.-G. Behr, Geol. Burre und Dienemann

Die Aufstellung der Sammlung wurde fortgesetzt, ihre äußere Ausstattung vervollkommnet und verschönert, mit der Durcharbeitung der einzelnen Abteilungen begonnen. In den Stoffgruppen wird eine regionale Anordnung durchgeführt.

An der Veröffentlichung einer Wirtschaftskarte der Deutschen Glasindustrie ähnlich der Übersichtskarte der Formsandlagerstätten wird gearbeitet; darin werden die Glassandgruben und Glashütten dargestellt sein. Eine entsprechende Übersichtskarte der deutschen Bau- und Pflastersteinbrüche ist in Vorbereitung. Mit Untersuchungen über Ausstampfmassen für Kupolöfen wurde begonnen.

Die Ergebnisse der Formsanduntersuchungen wurden als vorläufige Mitteilung veröffentlicht:

Behr: Die deutschen Formsande, ihre Verbreitung und Prüfung. Gießerei-Ztg. 1925, Nr. 2, S. 36—43.

Die Vermehrung der Sammlung geschah durch Übernahme der technischen Gesteinssammlung des verstorbenen L.-G. LEPPLA. Zugleich erhielt die Sammlung Zuwendungen von folgenden Unternehmungen:

Möncheberger Gewerkschaft, Kassel,
Ver. Mosaik- und Wandplattenwerke in Ehrang und Sinzig,
Strauß & Ruff in Cottbus,
Terrassitwerke in Berlin,
Grubenbetrieb für Halleschen Formsand, Dr. F. Lauterbach in Lauchstädt, Kr. Merseburg,
Dörentruper Sand- und Tonwerke in Dörentrup,
Gustav Krause in Breslau,
Tonindustrie-Laboratorium in Berlin,
Germaniawerke in Elsterwerda i. S.,
Vereinigte Crummendorfer Quarzschieferbrüche Lange, Lux & Ölsner in Riegersdorf, Kr. Strehlen (Schles.),
Eisenberger Klebsandwerke in Eisenberg (Pfalz).

V. Ausstellungen

Die Geologische Landesanstalt wirkte bei folgenden Ausstellungen mit:

Große Berliner Kunstausstellung in Berlin (Kunstgußgegenstände aus dem Besitz der Anstalt),
Landwirtschaftliche Ausstellung in Frankfurt a. O.,
Ostmesse Königsberg (Geol.-agronom. Karten, Forschungsergebnisse u. a.).

Die Kosten hierfür wurden von den betreffenden Ausstellungsleitungen getragen.

D. Abteilung für Erz-, Salz- und Gesteins-Mikroskopie

Landesgeologe KÜHN

Die Einrichtung, instrumentelle Ausstattung und die Vergleichssammlung der mineralogisch-petrographischen Arbeitsräume wurden weiter vervollständigt und folgende Arbeiten mehr allgemeiner Art ausgeführt:

Zwecks Ausbaues der erzmikroskopischen Untersuchungsmethoden Ermittlung der Eigenschaften einer Reihe bisher nicht genügend charakterisierter Erzmineralien,

Untersuchung über die Erscheinungen bei der Reflexion polarisierten Lichtes auf Anschlifflächen isotroper und anisotroper Medien im Hinblick auf die Erzielung quantitativer Merkmale an Stelle der bisher nur qualitativen.

An besonderen Arbeiten sind zu nennen die Fortsetzung der Untersuchung des Kupferschiefers durch Geol. SCHLOSSMACHER, die in Verbindung mit chemischen Methoden den Nachweis eines Zinkeisen-

kupfersulfids erbrachte, und die gemeinsam von Geol. SCHLOSSMACHER und R. ZÜCKERT ausgeführte Untersuchung der Paragenesen von Gediegen Silber und Wismut mit den Kobaltnickelkiesen und der Uranpechblende von St. Joachimstal in Böhmen. Die Veröffentlichung der Ergebnisse beider Untersuchungen in den »Mitteilungen« (s. u.) steht bevor.

Die gesteinsmikroskopischen Arbeiten dienten in der Hauptsache der Bestimmung und Untersuchung der in den geologischen Aufnahmegebieten auftretenden Eruptivgesteine und des kristallinen Grundgebirges.

Von zusammenfassenden Arbeiten begann L.-G. FINCKH die Untersuchung der schlesischen Basalte (s. u. »Mitteilungen«). Ferner wurde die Bearbeitung der devonischen Keratophyre des Rheinischen Schiefergebirges in Teilarbeiten über die Vorkommen an der Lahn, Dill und bei Brilon in Angriff genommen.

Geol. CORRENS vollendete seine Untersuchung der Lyditvorkommen Deutschlands (s. u. »Mitteilungen«) und über die Verkieselung von Sedimentgesteinen (im Druck im Zentralblatt f. Min. 1924). Außerdem wurden, besonders durch L.-G. FINCKH, für Behörden und Private eine beträchtliche Anzahl von Gesteinen mikroskopisch auf ihre Eignung für technische Zwecke untersucht.

E. Abteilung für die physikalische Erforschung der Erdrinde

Landesgeologe KÜHN

Die folgenden bereits bei den einzelnen Provinzen angeführten Arbeiten wurden im Berichtsjahre ausgeführt:

1. Schweremessungen mittels der EÖTVÖS'schen Drehwage durch B.-G. BARSCH.

In Oberschlesien zwischen Rosenberg und Kadlub-Turawa in Verbindung mit erdmagnetischen Untersuchungen (s. u.) ein 20 km langer Drehwagezug zwecks Auffindung von Aufragungen des Grundgebirges. Die Arbeiten führten zur Festlegung eines Ansatzpunktes für die in diesem Gebiete beabsichtigte Tiefbohrung.

In der Rheinprovinz, im Dinslakener Steinkohlenbezirk, Verfolgung des weiteren Verlaufs einer durch den Bergbau angefahrenen Längsstörung.

In Hannover, bei Husum, Feststellung der Lage, Erstreckung und der nördlichen Begrenzung eines Salzhorstes.

2. Erdmagnetische Messungen mittels des SCHMIDT'schen Lokalvariometers für die Vertikalintensität durch Geol. REICH.

In Oberschlesien s. o. unter 1.

In der Rheinprovinz, im Aachener Revier, Untersuchungen hinsichtlich der Möglichkeit, die Tektonik des alten Gebirges über Tage zu erkennen. Die bisherigen Ergebnisse ermutigen zur Fortsetzung der Beobachtungen.

In der Umgebung von Potsdam systematische Prüfung der für den Verwendungsbereich des Instrumentes bedeutsamen Frage nach dem Einfluß des Diluviums auf die Messungsergebnisse. Diese sprechen gegen eine weitgehende Beeinflussung durch das diluviale Deckgebirge.

Bergrat KOHL unterzog sich auf dem Erdmagnetischen Institut in Potsdam einem Kursus zur Einführung in die magnetischen Messungsmethoden.

3. Die mannigfaltigen elektrischen Methoden zur Untersuchung der Zusammensetzung und des Baues der Erdrinde konnten mangels eigener Apparatur nur mehrfach gelegentlich von anderer Seite angestellter Arbeiten verfolgt und geprüft werden. Die Firma Piepmeyer in Cassel schenkte am Ende des Berichtsjahres dankenswerter Weise die zu ihrem Verfahren benötigte Apparatur für Studienzwecke. B.-G. QUIRING und B.-G. BARSCH gelang es, wesentliche Verbesserungen der Drehwage, die patentamtlich geschützt wurden, vorzuschlagen.

F. Abteilung Laboratorien

Abteilungsdirektor GANSSEN

Die Ausstattung des Laboratoriums wurde wesentlich vervollständigt, indem es vom Verein deutscher Gießereifachleute einen elektrischen Versuchsofen für Bestimmungen der Feuerfestigkeit mit Widerstand zum Geschenk erhielt.

In der Zeit vom 1. April 1924 bis 31. März 1925 wurden insgesamt 3350 Proben untersucht

Unter diesen befinden sich: 2704 Bodenproben, 19 Tone, 29 Minerale und Gesteine, 28 Baulehme, 61 Erze, davon 6 edelmetallverdächtige, 93 Kohlen, 10 Torfe, 10 bituminöse und ölhaltige Gesteine, 202 Salze, Solen und Salzlösungen, 185 Wasserproben, 2 Formsande, 2 Permutite, 4 Gase und 1 Metallegierung.

Die Untersuchungen bestanden aus: 283 Vollanalysen, 87 mechanischen Analysen, 42 Tonbestimmungen, 32 Schwelanalysen, 23 Heizwert- und 17 Edelmetallbestimmungen, 51 Teilanalysen, 4 Gasanalysen, 55 Extraktionen, 2569 Aziditäts- und 1215 Einzelbestimmungen.

Außerdem wurden nachfolgende Fragen wissenschaftlicher und technischer Art bearbeitet:

Abt.-Dir. GANSSEN arbeitete über

1. die Verwendbarkeit von Tonen und Lehmen als Bettungsmaterial für Kanalbauten (Mittellandkanal) in Gemeinschaft mit den Chemikern WACHE und LOEBE,
2. die Bestimmung und Bewertung der im Kohlenhumus enthaltenen Humussäuren bezw. deren Salze in Gemeinschaft mit Dipl.-Landw. GÖRZ,
3. die Verwendung des Kalkkohlenhumus als Meliorationsmittel für sandige und für schwere Böden in Gemeinschaft mit Dipl.-Landw. GÖRZ,

4. die Verwendung von Kohlenhumus zum Aufschluß von Rohphosphaten,
5. die technische Verwendung von Kohlenhumus, in Gemeinschaft mit Dipl.-Landw. GÖRZ,

und berichtete über

6. den Einfluß der salzsäurelöslichen Nährstoffe und der Azidität auf das Wachstum der Holzarten im nordwestdeutschen Flottlehmgebiet in Gemeinschaft mit den Chemikern PFEIFFER, LAAGE und HALLER,
7. den Einfluß der wasserlöslichen Nährstoffe und der Azidität auf das Wachstum der Holzarten im Flottlehmgebiet von Syke in Gemeinschaft mit dem Dipl.-Landw. GÖRZ,
8. »Molekularverhältnis, Bodenreaktion und Düngebedürftigkeit« in den Internat. Mitt. für Bodenkunde,
9. »Austauschvermögen und Zusammensetzung unserer Marschböden« und
10. »Neue Wege der Bodenmelioration (insbes. alkalischer Böden)«, Vorträge auf dem IV. Internat. Kongreß f. Bodenkunde in Rom,
11. »Die Azidität der Böden, der Aziditätsmesser von TRÉNEL und der Feuchtigkeitsmesser von GÖRZ, Vortrag auf der Versammlung der Direktoren der Geol. Landesanstalten in Saalfeld,
12. stellte die Ergebnisse der Untersuchung der Waldböden für Ausstellungszwecke (Landw. Ausstellung in Königsberg) zusammen,
13. besuchte technisch und landwirtschaftlich wichtige Teile der nordwestdeutschen Moore in Gemeinschaft mit dem Chemiker BÖHM und Dipl.-Landw. GÖRZ,
14. begutachtete die Böden der Gemeinde Senne I und die zur Meliorierung derselben bestimmten Mergelarten.

Chemiker WACHE arbeitete über:

1. die Verwendbarkeit von Tonen und Lehmen als Bettungsmaterial für Kanalbauten,
2. den Nachweis unterirdischer Wasserbewegung vermittels Färbeversuchs,
3. den Nachweis von Farbstoffen in Wasser vermittels Lichtwellen,
4. die Adsorption von Farbstoffen durch verschiedene Bodenarten,
5. die Erkennung günstiger Beschaffenheit von Formsanden,
6. die Verwendbarkeit von Sanden zum Ausstampfen von Kupolöfen.

Chemiker BÖHM begutachtete:

1. Pechkohlen aus dem Taurusgebiet,
2. 3 Sattelflözkohlen oberschlesischer Gruben,
3. 2 Mergelproben aus einer Braunkohlengrube für Düngezwecke.

Chemiker LOEBE arbeitete über

1. neue Wege der Nutzbarmachung der Mansfelder Schiefer,
2. die Wasserdurchlässigkeit der Bodenarten bei Anwesenheit verschiedener Elektrolyte,

3. erzgenetische Fragen (Gleichgewichtsstudien),
4. die Gewinnung von Radium aus Uranglimmer und Pechblende und errichtete die hierfür erforderliche Apparatur.

Chemiker HEUSELER arbeitete über:

1. den Übergang des Schwefels der Braunkohlen in den Schwelteer und in den Benzolextrakt,
2. die Löslichkeit von Gold und Goldsilber-Legierungen in verdenen Lösungsmitteln,
3. die Adsorption von Gold aus Lösungen.

Chemiker PFEIFFER, LAAGE, HALLER arbeiteten über die Waldböden Nordwestdeutschlands und berichteten über den Einfluß von Nährstoffgehalt und Azidität des Bodens auf das Wachstum der Holzarten.

Chemiker STOCKFISCH arbeitete über:

1. die Fraktionierung verschiedener Teere zur Gewinnung fungicider Mittelöle (in Gemeinschaft mit Abt.-Dir. GANSSEN),
2. über den Nachweis von Edelgasen (Helium, Argon) und berichtete
3. über Bewertung von Kohle (wissenschaftl. Sitzungen der Geol. Landesanstalt).

Chemiker HALLER arbeitete über

1. vergleichende Untersuchungen gepflügter und gefräster Ackerböden,
2. die Verwendbarkeit von Lehmen für Bauzwecke und berichtete
3. über die schädlichen Einflüsse von Boden und Wasser auf Zement und Beton (wissenschaftl. Sitzungen der Geol. L.-A.).

Chemiker HEYKES arbeitete über

1. die Natur der Verunreinigung der Böden und der Analysenrückstände der Böden bei Aufschluß mit Salzsäure,
2. die Bedingungen für die Umwandlung von Gips in Anhydrit,
3. den Einfluß der Temperatur auf die Kristallisation der Kalimutterlaugen,
4. stellte die Literatur über die Versuche mit radioaktiven Düngemitteln zusammen und berichtete
5. über die Entmischung von Kalimutterlaugen (für das Montanarchiv).

Chemiker UTESCHER und HALLER beteiligten sich an den wissenschaftlichen Untersuchungen über das Vorkommen und die Beschaffenheit der deutschen Kaoline.

Chemiker TRÉNEL

1. verbesserte die von ihm zusammengestellte Apparatur des Aziditätsmessers,
2. berichtete über den Aziditätsmesser auf dem Internat. Kongreß

für Bodenkunde in Rom und in der Sitzung des Verbandes der deutschen landwirtschaftl. Versuchsstationen in Würzburg,
3) arbeitete über den Abbau der synthetischen Permutite,
4. und veröffentlichte 3 Arbeiten:
   a) »Darf die elektrometr. Bestimmung der Bodenazidität in chlorkaliumhaltiger Lösung erfolgen?«
   b) »Zur Kenntnis aliphatischer Nitroalkohole« (III. Mitt.).
   c) »Eine einfache Vorrichtung für elektrochem. Potentialmessungen.«

Diplom-Landwirt GÖRZ arbeitete über

1. die Bestimmung und Bewertung der im Kohlenhumus enthaltenen Humussäuren bezw. deren Salze,
2. die Verwendung des Kalkkohlenhumus als Meliorationsmittel und Anlegung und Überwachung der praktischen Versuche,
3. die technische Verwendung von Kohlenhumus,
4. die quantitative Bestimmung des Gesamtsalzgehalts der Böden vermittels der relativen Leitfähigkeit,
5. einem Entwurf für die landw. Erläuterungen zu den geol.-agronom. Karten (Vortrag in der wissenschaftl. Sitzung der Geol. Landesanstalt),
6. landw. Erläuterung zu Bl. Wanzleben,
7. sieben bodenkundliche Tafeln für Lehr- und Ausstellungszwecke,
8. die Einwirkung eines radioaktiven Erzes auf das Pflanzenwachstum;
   er begutachtete
9. die zu meliorierenden Böden der Gemeinde Senne I im Vergleich mit denen des Kreises Paderborn;
   er berichtete
10. über ein von ihm zusammengestelltes elektrisches Feldgerät zur Bestimmung der Bodenfeuchtigkeit auf dem IV. Internat. Kongreß in Rom,
11. über den Einfluß der wasserlöslichen Nährstoffe und der Azidität auf das Wachstum der Holzarten im Flottlehmgebiet von Syke.

G. Veröffentlichungen

Leitung: Abteilungsdirektor MICHAEL

Im Berichtsjahr vom 1. April 1924 bis 31. März 1925 trat den Vorjahren gegenüber eine Besserung der Verhältnisse ein. Immerhin bereiteten die Kürzung der für die Veröffentlichungen bereitgestellten Mittel um fast 30 % einerseits, die Steigerung der Druckpreise gegen die Vorkriegszeit um 60 % andererseits dem Publikationsbetrieb gewisse Schwierigkeiten. Die notwendige Beigabe von Tafeln bei Aufsätzen und Abhandlungen wurde z. T. dadurch ermöglicht, daß einzelnen Autoren von der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft kleinere Beträge zur Verfügung gestellt wurden, die dann für die Herstellung der Tafeln verwendet werden konnten.

Durch sparsame Verwendung der zur Verfügung stehenden Mittel konnte die Hausdruckerei der Anstalt durch die Anschaffung einer Victoria-Buchdruck-Schnellpresse, Schnelläufer für Satzgröße 56/70 cm, und einer Steindruck-Schnellpresse, Expreß 5 für Steingröße 70/100 cm mit Zubehör vergrößert werden.

Auf diese Weise sind wir in die Lage versetzt, kleinere Karten und Tafeln sowie gewisse Drucksachen selbst herzustellen und unsere Geldmittel möglichst vollständig für die Drucklegung unserer größeren Karten aufzuwenden. Infolge der Tatsache, daß über 400 unserer geologischen Meßtischblätter völlig vergriffen sind, müssen wir für Ersatz der fehlenden Blätter nach Möglichkeit Sorge tragen, was allerdings mit unseren laufenden Mitteln nicht durchführbar ist.

Im Berichtsjahr sind erschienen:

Liefg. 124:	Bl.	Goslar, II. Aufl.	1 Bl.
» 211:	»	Essen und Bochum	2 »
		dazu 2 Flözkarten	2 »
» 222:	»	Kunitz und Wahlstatt (ohne Erläuterungen)	2 »
» 247:	»	Drebkau, Jessen, Hohenbocka, Hoyerswerda, Spremberg	5 »
» 248:	»	Groß-Rodensleben, Magdeburg, Biederitz, Groß-Ottersleben, Schönebeck, Egeln, Atzendorf	7 »
» 250:	»	Neuenkirchen, Westerhusen, Greifswald, Hanshagen	4 »
» 254:	»	Schweidnitz, Charlottenbrunn, Reichenbach, Lauterbach	4 »
» 255:	»	Kolzow, Wollin, Dobberpfuhl	3 »
» 259:	»	Norderney, Juist-Ost und -West, Borkum	4 »
			34 Bl.

Im Auflagedruck, Farbenstich bezw. in der lithographischen Ausführung befinden sich:

a) im Auflagedruck:

Liefg. 9:	Bl.	Kelbra, Frankenhausen, II. Aufl.	2 Bl.
» 36:	»	Vacha, II. Aufl.	1 »
» 129:	»	Berka, II. Aufl.	1 »
» 233:	»	Herford, Vlotho, Rinteln	3 »
» 262:	»	Friedeberg, Flinsberg, Wiegandsthal, Tafelfichte, Strickerhäuser	5 »
			12 Bl.

b) im Farbenstich:

Liefg. 228:	Bl.	Haigerloch, Hechingen, Thanheim	3 Bl.
» 240:	»	Wernigerode, Derenburg, Halberstadt, St. Andreasberg, Elbingerode, Blankenburg, Quedlinburg	7 »
» 256:	»	Neuenkirchen, Herford, Halle i. W., Bielefeld, Brackwede	5 »
» 261:	»	Borken, Ziegenhain, Schrecksbach	3 »
			18 Bl.

c) in der lithographischen Ausführung:

Liefg.	36:	Bl. Lengsfeld, Friedewald, II. Aufl.	2 Bl.
»	145:	» Waldenburg, II. Aufl.	1 »
»	217:	» Ballenstedt, Aschersleben, Kochstedt, Wegeleben	4 »
»	245:	» Schöningen, Hessen, Jerxheim, Hamersleben, Hornburg	5 »
»	246:	» Bolkenhain, Kauffung, Ruhbank	3 »
»	251:	» Hessisch-Oldendorf, Hameln, Aerzen, Pyrmont, Schwalenberg	5 »
»	253:	» Obereifenberg, Grävenwiesbach, Homburg . .	3 »
»	257:	» Oppelheim, Kl. Leipisch, Elsterwerda, Mückenberg, Ruhland	5 »
»	260:	» Hage, Westermarsch, Norden, Pewsum, Loppersum, Loquard, Emden	7 »
»	263:	» Elberfeld, Barmen, Radevormwald, Wipperfürt, Gummersbach	5 »
			40 Bl.

A. Erläuterungen

Im Berichtsjahre sind die Erläuterungen zu den oben als erschienen bezeichneten 34 Blättern und dazu noch folgende gedruckt worden:

Liefg.	228:	Haigerloch, Hechingen	2 Bl.
»	233:	Vlotho, Herford, Rinteln	3 »

Der Stand der Meßtischblattaufnahme 1:25000 ist jetzt folgender:

Es wurden bisher veröffentlicht	1272 Bl.
dazu im Druck und Vorbereitung	70 »
Summe	1342 Bl.

Wenn wir von dieser Zahl die 2. und 3. Auflagen abziehen und die Meßtischblätter der abgetretenen Gebiete berücksichtigen, so sind im Ganzen 1071 Meßtischblätter in geologischer Bearbeitung erschienen, also noch 1828 Blätter aufzunehmen.

B. Abhandlungen

Erschienen:

Neue Folge, Heft 96: Tektonik und Magma, II, herausgegeben von Cloos mit Beiträgen von Stenzel, Drescher, v. Bubnoff.

Im Druck:

Neue Folge, Heft 95: Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik, herausgegeben von Stille mit Beiträgen von Stille, Brinkmeier, Schroeder, Dietz.

» » , » 97: Kautsky, Miocän von Hemmoor.

» » , » 98: Paeckelmann, Devon am Bosporus.

» » , » 99: Richter, Devonische Trilobiten.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete

---

D. Archiv für Lagerstättenforschung und Lagerstättenkarten

Erschienen:

Heft 33: Das Gesetz des Einschiebens und der Vertaubung der Spateisenstein- und Eisenglanzgänge des Siegerlandes von QUIRING.

» 34: Beobachtungen an opaken Erzen von RAMDOHR.

Im Druck:

Heft 31: Die Eisenerzlagerstätten des Stahlberges bei Schmalkalden von BÖHNE.

Die Herausgabe erleidet eine Verzögerung, weil die bereits ausgedruckten Tafeln einem Schadenfeuer in der lithographischen Anstalt von Moser zum Opfer fielen.

E. Weltmontanstatistik

Erschienen (im Verlag der Firma Enke in Stuttgart):

Die Versorgung der Weltwirtschaft mit Bergwerkserzeugnissen. I. Teil: Kohlen, Erdöl und Salze, 1860—1922, bearbeitet von M. MEISNER.

F. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Erschienen: Jahrgang 1923.

Im Druck (abgeschlossen): Jahrgang 1924.

Im Druck: Jahrgang 1925.

G. Geologische Übersichtskarte von Preußen und den benachbarten Ländern 1:200000

Erschienen: Bl. Halle, Treptow, Stettin, Neustrelitz, Prenzlau.

In Vorbereitung: Bl. Kolberg, Wollin, Pillau, Frankfurt a. M., Marburg, Hannover.

H. Mitteilungen aus dem Chemischen Laboratorium

Erschienen:

Heft 5: I. Einfluß des Kalkgehaltes und der Azidität des Bodens auf das Wachstum der Holzarten in den Flottlehmgebieten, von R. GANSSEN, H. PFEIFFER, A. LAAGE und H. HALLER.

II. Der Einfluß des Nährstoffgehaltes und der Azidität des Bodens auf das Wachstum der Holzarten im nordwestdeutschen Flottlehmgebiet von Syke, von R. GANSSEN und G. GÖRZ.

Im Druck:

Heft 6: Ein einfaches tragbares Gerät zur elektrometrischen Bestim-

mung der Wasserstoffionenkonzentration, insbesondere der Bodenreaktion in situ, von M. Trénel.

J. Mitteilungen der Abteilung für Erz-, Salz- und Gesteins-Mikroskopie

Erschienen:

Schlossmacher, Ein Zink-Kupfer-Eisensulfid aus dem Mansfelder Kupferschiefer.

Correns, Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite.

Zückert, Beitrag zur erzmikroskopischen Kenntnis der Silberkiese.

Leppla †, Beitrag zur Kenntnis der Taunusbasalte.

Leppla †, Beitrag zur Kenntnis der Minetten im Vordertaunus.

Zückert, Die Paragenesen von Gediegen Silber und Wismut mit Kobalt-Nickel-Kiesen und der Uranpechblende zu St. Joachimsthal in Böhmen.

Finckh, Studien an schlesischen Basalten, Nr. 1.

K. Sonstige Karten und Schriften

a) Lagerstättenchronik als monatliche Mitteilung lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Inhalts, gedruckt bei Knapp-Halle.

b) Geologische Literatur.
Erschienen: 1922—1923.
Im Druck: 1924.

c) Protokoll über die Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten Deutschlands und Deutsch-Österreichs.
Erschienen: 1923.

d) Karte der Braunkohlen-Rechtsgebiete und Wirtschaftsbezirke im Deutschen Reich mit Darstellung der Braunkohlenvorkommen 1 : 1 300 000, bearbeitet von P. Baldus, Gea-Verlag, Berlin.

e) Übersichtskarte der Deutschen Kalisalz- und Erdölvorkommen 1 : 450 000, bearbeitet von E. Fulda im Gea-Verlag, Berlin.

In Vorbereitung:

f) Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes 1 : 100 000 von Fuchs.

g) Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Berlin 1 : 100 000, 4 Bl.

h) Karte der subhercynen Kreidemulde 1 : 100 000 von Schroeder.

i) Geologische Karte von Europa 1 : 10 000 000, 1 Bl.

k) Geologische Erdkarte 1 : 15 000 000, 8 Bl.

In der Hausdruckerei wurden neben zahlreichen Etiketten und Vorlagen für die verschiedenen Abteilungen des Museums, Formularen usw. für die Registratur bisher 8 Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 25 000 gedruckt, außerdem eine große Zahl von Tafeln und Profilen, auch in farbiger Ausführung, darunter

1 Strukturkarte des Diluviums für die Jahrbuchsarbeit von Kraus,

1 Tafel Isanomalen der magnetischen Vertikalintensität. Jahrbuchsarbeit von Reich,

2 Tafeln Gesetz des Gangeinschiebens im Siegerland, Lagerstättenforschung von QUIRING.
1 Übersichtskarte Tektonik der Gegend von Wülfrath zur Jahrbuchsarbeit PAECKELMANN.
1 Profiltafel desgl.,
3 Tafeln (doppelt) zur Abhandlung, N. F., Heft 95, von SCHROEDER,
2 Tafeln zur Jahrbuchsarbeit von SCHMIDT,
2 Tafeln zur Jahrbuchsarbeit von KLÄHN,
3 Tafeln (Dünnschliffe) zur Jahrbuchsarbeit von JAHNS,
1 Tafel Profile, Störungen des oberen Allertales zur Jahrbuchsarbeit WOLDSTEDT,
1 geologische Karte von Brilon photolith. zur Arbeit ANDREE,
1 Tafel Versteinerungen zur Arbeit REISS,
1 Tafel Versteinerungen zur Jahrbuchsarbeit POTONIÉ.

H. Vertriebsstelle

FRIEDERICI

Verkauf der Karten und Schriften

Im Etatsjahre 1924 wurden verkauft:

Karten 1 : 25000	6262	Blätter[1])
Übersichtskarten 1 : 200000	662	»
Andere Übersichtskarten	106	Exemplare
Karte der nutzbaren Lagerstätten	673	»
Gangkarten	205	»
Sonstige Karten	129	»
Abhandlungen	355	»
Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete	49	»
Jahrbücher	227	»
Sonderdrucke	596	»
Sonstige Schriften	308	»

Die wesentliche Erhöhung der Verkaufspreise, die wir vornehmen mußten, um sie den Herstellungskosten anzupassen, hat keinen Einfluß auf den normalen Verkauf unserer Veröffentlichungen ausgeübt. Wir haben z. B. im Februar 1914 440 Veröffentlichungen verkauft, im Februar 1925 dagegen 657 Veröffentlichungen.

I. Montan- und Bohrarchiv

Landesgeologe SCHULTE

Nach der gegen Ende des Jahres 1923 erfolgten Zusammenlegung des Montanarchivs und des Bohrarchivs zum Montan- und Bohrarchiv

[1]) Die Abgabe eines Postens von über 3000 Blättern an das Reichsfinanzministerium ist in der obigen Zahl nicht berücksichtigt.

war die Benutzung der beiden Archive für wissenschaftliche und praktische Zwecke wesentlich erleichtert, was sich durch zunehmende Inanspruchnahme dieser Einrichtungen bemerkbar machte. Die Archive wurden nicht nur von den wissenschaftlichen Beamten der Behörde, sondern auch von zahlreichen außerhalb der Geologischen Landesanstalt stehenden Interessenten, Behörden und Privaten, besonders von Industriellen, Land- und Forstwirten sowie Bohrunternehmern zu mündlicher oder schriftlicher Auskunfterteilung benutzt.

Die Katalogisierung der niedergelegten Stücke des Montanarchivs wurde fortgesetzt und die Kataloge über Salze (Bearbeiter B.-R. FULDA) und Gutsuntersuchungen (Bearbeiter L.-G. SCHULTE) fertiggestellt. Die Unterlagen für die in Heften monatlich erscheinende Lagerstättenchronik (Bearbeiter B.-R. MEISNER, B.-R. BALDUS, L.-G. WUNSTORF, Geol. BEHREND, B.-A. LANDSCHÜTZ) wurden für die Bearbeiter regelmäßig gesichtet und vorbereitet. Eine größere Anzahl von Felderkarten wurde auf den neuesten Stand berichtigt, die planimetrische Berechnung von etwa 4000 Moorflächen der Provinz Brandenburg und die Berechnung der Moor- und Heidekataster der Kreise Hümmling und Rothenburg in Hannover ausgeführt.

Die Bestände des Montanarchivs wurden im Berichtsjahre um mehr als 500 Neueingänge (Berichte, Gutachten, Prüfungsarbeiten, chemische Analysen), ferner durch umfangreiches Kartenmaterial, besonders von Gutsuntersuchungen, Moor- und Ödlandsaufnahmen mit dazu gehörigen Katasterblättern und durch eine Fülle kurzer, für die geologische Kartierung und andere wissenschaftliche Zwecke wichtiger Nachrichten vermehrt. Dazu kamen die aus Nachlässen verstorbener oder ausgeschiedener Geologen stammenden und die aus Aktenstücken entnommenen Materialien.

Im Bohrarchiv wurde mit der Neubearbeitung der Bohrkarten (122) fortgefahren, von denen nunmehr 580 vollendet sind; zugleich begann die Durchsicht und Neuordnung der zu den neubearbeiteten Blättern gehörenden Schichtenverzeichnisse und Bohrprobenfolgen. Die Neuaufstellung der Bohrprobensammlung konnte durchgeführt werden.

Die bisher an besonderer Stelle aufbewahrten Ergebnisse linksrheinischer Tiefbohrungen wurden übernommen und zum größten Teile eingeordnet. Aus dem vom Ministerium für Landwirtschaft, Domänen und Forsten herausgegebenen neuen Brunnenverzeichnissen wurden mehrere Hundert Abschriften von Bohrprofilen angefertigt und niedergelegt, ferner die Ergebnisse von 630 Bohrungen des 12. Berliner Verwaltungsbezirks aufgenommen und dazu ein Lageplan angefertigt.

Die zur Kenntnis gelangten Tiefbohrungen, ferner die durch Schacht-, Eisenbahn- und Kanalbauten entstandenen Aufschlüsse wurden dauernd verfolgt.

Als notwendig erwies sich der gelegentliche Besuch von Bohrunternehmern durch eine Anzahl von Geologen, wodurch wertvolle Bohrergebnisse dem Bohrarchiv zuflossen.

Für die jüngeren Geologen wurde ein Lehrkursus in der Bestimmung von Bohrproben abgehalten.

K. Bibliothek

Bibliotheksobersekretärin REGLING

Die Bibliothek umfaßt zurzeit 100000 Bände und 19000 Karten. Der Zugang der Bibliothek hat im Rechnungsjahr 1924 bereits Friedenshöhe überschritten. Es gingen ein:

	1913	1924
Bände	1800	1900
Karten	500	520
	2300	2420

Diese große Vermehrung des Bestandes zu erzielen, war nur dadurch möglich, daß zur Ersparung von Geldmitteln der Austauschverkehr mit Behörden, wissenschaftlichen Gesellschaften und Privaten wiederum erheblich ausgedehnt wurde. So wurde u. a. der Austauschverkehr eingeleitet bezw. endgiltig geregelt mit:

Geological Survey of China,
Service Géologique de Pologne,
Geological Survey of Tasmania,
Geological Survey of Queensland,
Geological Survey of New South Wales,
New Zealand Institute,
Direction des Mines de Madagascar,
Comité Géologique de Russie,
Comité Géologique de Sibérie,
Académie des Sciences de Russie,
Dienst van den Mijnbouw, Nederlandsch-Oost-Indie,
Museo Paulista, São Paolo,
Museo de La Plata,
Ufficio Geologico, Rom,
Ispettorato Generale delle Miniere dei Combustibili, Rom,
Akademie der Wissenschaften, Heidelberg,
Ostdeutscher Naturwart,
Torfindustriezeitung,
Torfwirtschaft.

Besonders zahlreich waren die Fälle, in denen Einzelaustausch mit Autoren und Herausgebern von Einzelwerken — in den meisten Fällen mit Erfolg — angeregt wurde. Überall da, wo der Austauschversuch fehlschlug, wurde die Beschaffung durch Kauf ermöglicht. Besonderes Augenmerk ist auf die Anschaffung auch ausländischer Literatur gerichtet worden. Bei Zeitschriften gestaltete sich die Nachbeschaffung früherer Jahrgänge jedoch meist schwierig, z. T. unmöglich, da eine große Anzahl der Einzelhefte inzwischen vergriffen ist.

Ferner wurde die Geologische Landesanstalt zwecks Erwerb der Veröffentlichungen Mitglied noch folgender wissenschaftlicher Gesellschaften:

Gesellschaft für Höhlenforschung und Höhlenkunde,
Deutsche Mineralogische Gesellschaft,

Geologische Vereinigung,
Freiberger Geologische Gesellschaft,
Palaeontographical Society, London,
Schweizerische Geologische Gesellschaft,
Schweizerische Paläontologische Gesellschaft (Wiederaufnahme der Mitgliedschaft).

Zur Vermehrung und Vervollständigung des Bücherbestandes trugen auch Geschenke (teils von Behörden und Gesellschaften, teils von Privaten) in dankenswerter Weise bei.

Die Katalogisierung der Neueingänge an Büchern und Zeitschriften wurde für den alphabetischen Katalog, den systematischen Katalog und den Standortskatalog durchgeführt. Als Vorbereitung für die Wiederaufnahme der Neukatalogisierung des gesamten Bücherbestandes (die wegen der Herstellung des Kartenkatalogs unterbrochen werden mußte) wurde an der Ergänzung des alphabetischen Katalogs gearbeitet.

Ferner wurde ein Verzeichnis der zurzeit fortlaufend eingehenden Zeitschriften und zeitschriftenartigen Reihen hergestellt.

Für den Kartenkatalog wurden die Neueingänge an selbständigen Karten aufgenommen. Außerdem wurden die neueingehenden Bücher und Zeitschriften auf geologische und lagerstättenkundliche Karten durchgesehen und diese katalogisiert.

Die umfangreiche Arbeit der Neukatalogisierung des gesamten Bestandes an selbständigen geologischen Karten ist nunmehr vollendet. Der Katalog zerfällt in einen geologischen und einen lagerstättenkundlichen Teil, deren jeder nach einem neuen geographischen System geordnet wurde. Das vorhandene Kartenmaterial ist dementsprechend mit Signaturen versehen worden. Hand in Hand mit dieser Neubearbeitung des Kartenkatalogs ging eine vollständige Umordnung des Kartenmagazins.

Der Kartenkatalog wird außer den selbständigen Karten auch die geologischen und lagerstättenkundlichen Karten aus Büchern und Zeitschriften umfassen. Die hierfür erforderliche Durchsicht der vorhandenen Zeitschriften und zeitschriftenartigen Reihen wurde fortgesetzt, und die darin befindlichen geologischen und lagerstättenkundlichen Karten wurden katalogisiert. Auch diese Arbeit, die sich vorläufig auf die Veröffentlichungen Europas erstreckt, geht ihrer Vollendung entgegen.

Auf Grund von Bücherkatalog und Kartenkatalog wurden in zahlreichen Fällen Literaturzusammenstellungen gemacht und Literaturauskünfte erteilt.

Der Ausleihverkehr hat wiederum erheblich zugenommen. Der geringe Rückgang der Benutzung, der in den Kriegs- und ersten Nachkriegsjahren zu verzeichnen war, ist vollkommen ausgeglichen; die Benutzungsziffern des Jahres 1924 übersteigen sogar diejenigen des Jahres 1913 beträchtlich, wie folgende Statistik zeigt:

	1913	1924
Entleihungen	31000	37000
Lesesaal, Besucher	5200	5400
» , Entleihungen	7700	8200

Die Bibliothek wurde nicht nur von den Beamten der Geologischen Landesanstalt in Anspruch genommen, sondern auch in großem Umfange von Fremden.

Besonders lebhaft war der Leihverkehr, den die Bibliothek mit anderen, teils hiesigen, teils auswärtigen Bibliotheken unterhält, und der überall da einsetzen muß, wo die verlangten Schriften in unserer Bibliothek nicht vorhanden sind. Es hat sich hierbei wie auch bei den Leihgesuchen auswärtiger Bibliotheken und Privatpersonen stets gezeigt, daß die Bibliothek der Geologischen Landesanstalt trotz mancher durch die Kriegsverhältnisse entstandenen Lücken diejenige Bibliothek in Deutschland ist, die über die vollständigste geologische Literatur verfügt.

Berlin, den 16. März 1925.

Preußische Geologische Landesanstalt
Krusch

Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1925

Leitung: Präsident KRUSCH
Gebirgsland: Abteilungsdirektor FLIEGEL
Flachland: Abteilungsdirektor WOLFF

Allgemeines

Auf dem weiten Gebiet der nutzbaren Lagerstätten weisen die Angaben bei den einzelnen Provinzen nach, in welch großem Umfange wir dauernd in den Steinkohlen-, Salz- und Erzgebieten in ständiger Fühlung mit den industriellen Kreisen, deren Förderung und verständnisvoller Unterstützung wir uns dabei überall erfreuen, geologisch tätig sind. Allenthalben handelt es sich in erster Reihe um Bedürfnisse des Bergbaues.

Der Untersuchung unserer Erzgebiete, der Steinkohlen- und Braunkohlenbecken sowie der Kalisalzlager geht parallel eine sich steigernde Tätigkeit auf bergwirtschaftlichem Gebiet: Die für die Wirtschaft so wichtige Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands bedarf dringend in dem Umfange, wie die Blätter vergriffen werden, der Neubearbeitung. Mehrere rheinische und mitteldeutsche Lieferungen werden in dieser Beziehung revidiert.

Ebenso wird die im Beginn des Krieges vollendete Montanstatistik Deutschlands für eine zweite Auflage neu bearbeitet, während der zweite Teil unserer Weltmontanstatistik, deren erster Band kürzlich erschienen ist, im laufenden Jahre fertiggestellt werden soll.

Die Weltlagerstättenkarte, die einen vergleichenden Überblick über die Bergwerksproduktion der Länder der Welt geben wird, soll tatkräftig gefördert werden.

In dem Bestreben auch weiterhin überwiegend praktisch nützliche Arbeit zu leisten, sind unsere Arbeiten auch darauf gerichtet, den Bedürfnissen der Landwirtschaft entgegenzukommen. Die im vergangenen Jahre geäußerte Absicht, die Bodenverhältnisse nicht nur wie bisher im Tieflande sondern auch im Hügel- und Gebirgslande in der Karte darzustellen und in den Erläuterungen zu beschreiben, wird

jetzt allgemein durchgeführt. Dabei ist eine wesentliche Vertiefung und Ausgestaltung der Erläuterungen für den praktischen Landwirt nunmehr dadurch gesichert, daß ein wissenschaftlich geschulter Diplomlandwirt bei der Darstellung der landwirtschaftlichen Verhältnisse mitwirkt.

Ähnliche Erwägungen liegen der neuerlich getroffenen Einrichtung zugrunde, daß die Grundwasser- und Quellenverhältnisse in allen Blättern nach Möglichkeit beschrieben werden. Der für den Landwirt sowohl wie für Fragen der Wasserversorgung so wichtige Wasserhaushalt des Bodens soll in solcher Weise dargestellt werden.

An den Fragen der Urbarmachung unserer ausgedehnten norddeutschen Ödländereien sowie der Torfmoore arbeiten wir in Zukunft in Fühlung mit dem Ministerium für Landwirtschaft, Domänen und Forsten derart, daß wir nur solche Gegenden zur Untersuchung in unseren Arbeitsplan aufnehmen, deren Kultivierung begonnen hat oder beabsichtigt ist.

In ähnlicher Richtung liegt unsere Betätigung auf geophysikalischem Gebiet:

Der Prüfung und dem Aufbau der immer mehr an Bedeutung gewinnenden physikalischen Methoden zur Erforschung der Erdrinde wird — zum Teil in Verbindung mit dem Geodätischen und dem Erdmagnetischen Institut in Potsdam — besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden, und zwar sollen Schweremessungen, die seismometrische Methode, erdmagnetische Messungen und die elektrischen Methoden verfolgt und möglichst auf geeignete Objekte angewandt werden.

Die immer mehr steigende Zahl der vergriffenen Blätter der geol. Spezialkarte 1 : 25000 nötigt uns neben der Herausgabe der Übersichtskarten 1 : 200000, von denen wiederum mehrere im Arbeitsplane berücksichtigt sind, in stärkerem Maße als bisher zur Neubearbeitung vergriffener Blätter.

I. Rheinprovinz

In der Rheinprovinz stehen Arbeiten, die sich auf die Flözfolge und den Gebirgsbau des Steinkohlengebirges beziehen, im Vordergrunde. Daher werden die geol. Untersuchungen im Steinkohlenbecken von Aachen während des ganzen Jahres eingehend weiter betrieben, und die Neuaufnahme der dortigen Blätter fortgesetzt. Zugleich wird weiter gearbeitet an der Parallelisierung und stratigraphischen Gliederung der flözführenden Schichten von Aachen, Erkelenz und vom Niederrhein. Auf die Zusammenarbeit mit den Bergbaukreisen, die sich auf das beste bewährt hat, und die unsere Arbeiten wesentlich erleichtert, wird auch im neuen Jahre besonderer Wert gelegt.

Unser Interesse für die rheinischen Erzbergbaugebiete findet darin seinen Ausdruck, daß die Bleizinkerzinventur, die sich am Rhein besonders auf die Erzganggebiete von Bensberg, Ems und Aachen bezieht, durchgeführt werden soll.

Hierhin gehört auch die Neubearbeitung der Lagerstättenkarte 1 : 200 000, deren Lieferungen 1 und 2 im wesentlichen die Rheinprovinz umfassen. Wir hoffen, diese für die Wirtschaftskreise wichtige Arbeit im laufenden Jahre fertigstellen zu können.

Die Arbeit in dem Erzganggebiet des Wiedtales findet auch fernerhin entsprechend den Wünschen und der Unterstützung der beteiligten Gruben statt.

Mit der Neubearbeitung der z. T. vergriffenen Blätter des Braunkohlenbergbaugebietes der Ville bei Köln beginnen wir. Hier ist entsprechend der großen Ausdehnung, die der Bergbau seit der ersten Aufnahme unserer Blätter genommen hat, die völlige Neukartierung der Tagebaue erforderlich.

Ein neues Arbeitsgebiet nehmen wir im Gebiet des Laacher Sees (Bl. Burgbrohl) in Angriff. Wir entsprechen hiermit den wiederholten dringenden Wünschen maßgebender Stellen der uns unterstützenden Rheinprovinz, und wir hoffen, weiterhin die Kartierung auf die von uns bisher aus Mangel an Geologen notgedrungen vernachlässigte und unkartiert gebliebene Eifel ausdehnen zu können.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

B.-G. ZIMMERMANN II beendet innerhalb 8 Wochen die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Düsseldorf (52, 45)[1]) und geht danach auf Bl. Duisburg (52, 33) über.

L.-G. WUNSTORF, B.-G. BÄRTLING und die Geol. a. P. STACH und BREDDIN stellen gemeinsam Bl. Velbert (52, 41) fertig. Der erstere wird danach die Revision des Bl. Stolberg (65, 18) für die Neuauflage fortsetzen. Er wird außerdem die geol. Aufnahme des Bl. Rötgen (65, 24) weiterführen.

B.-G. FUCHS beendet die geol. Aufnahme der Bl. Solingen (52, 53) und Remscheid (52, 54).

B.-A. ISERT nimmt in höchstens 4 Wochen die Braunkohlentagebaue auf Bl. Brühl (66, 10) für die Neuauflage auf.

Geol. BURRE setzt die geol. Kartierung im Erzganggebiet des Wiedtales auf den Bl. Asbach (67, 19) und Waldbreitbach (67, 25) fort.

Geol. AHRENS beginnt die geol. Aufnahme des Bl. Burgbrohl (66, 36).

Geol. MICHELS verwendet 6 Wochen auf die geol. Aufnahme des preußischen Anteiles von Bl. Rüdesheim (81, 4) links des Rheines.

Bl. Burbach (67, 17) siehe Westfalen. Bl. Marienberg (67, 22), Rennerod (67, 23), Oberscheld (68, 13), Ballersbach (68, 19), Kleeberg (68, 32) siehe Hessen-Nassau.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

L.-G. WUNSTORF und Kustos GOTHAN verfolgen auch weiter die

[1]) 52, 45 = Gradabteilung 52, Blatt 45.

Bohr- und Bergbauaufschlüsse in den Bergbaugebieten links des Rheines, B.-G. ZIMMERMANN II diejenigen im Bereich des Bl. Duisburg.

Die Lieferungen I und II der Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands im Maßstabe 1 : 200000 werden durch B.-R. BALDUS, B.-R. ZÖLLER (dieser nach Erledigung seines Auftrages in Schlesien), B.-A. ISERT und B.-A. HOFFMANN fertiggestellt. Zugleich werden die beiden letztgenannten die Bleizink-Inventur für die Rheinprovinz durchführen.

B.-G. FUCHS und Geol. SCHLOSSMACHER begehen gemeinsam das Mittelrheinprofil zum Studium des Weißen Gebirges.

B.-G. ZIMMERMANN II verwendet einige Tage auf das Studium der Maasterrassen jenseits der Landesgrenze im Anschluß an seine früheren Arbeiten auf Bl. Straelen.

Geol. REICH wird die erdmagnetischen Messungen im Aachener Steinkohlenbecken fortsetzen; Dauer 14 Tage.

2. Provinz Westfalen

Nachdem die südlichen Blätter des Ruhrkohlengebietes vollendet sind, wenden wir uns mit der Spezialkartierung der Gegend von Gelsenkirchen und Herne zu. Die wissenschaftlich-stratigraphische Bearbeitung und Verfolgung der Steinkohlengrubenaufschlüsse läuft ständig nebenher. Die Tiefbohrkarte im Maßstab 1 : 100000 hoffen wir weiter fördern zu können, und wir werden es uns angelegen sein lassen, die bergbaulichen Verhältnisse der Gruben durch geeignete Flözprojektionen auch in den neu zum Stich gehenden Blättern anschaulich zur Darstellung zu bringen.

Fragen der Wasserentziehung und der Wasserversorgung, in denen eine weitgehende Berührung und Zusammenarbeit mit den Bergbaukreisen statthat, beschäftigen uns auch weiterhin in größerem Umfange.

Die Arbeiten im Siegerlande, die ihren wesentlichen Zweck in der Förderung der dortigen Bergbauinteressen haben, finden im bisherigen Umfange statt. Das gleiche gilt von dem alten Erzbergbaugebiet von Brilon.

Im Wiehengebirge beginnen wir erstmalig mit der Kartenaufnahme in besonderer Berücksichtigung der Eisenerzlager im dortigen Braunjura.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

Geol. BENTZ beginnt mit der geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Wennewick (38, 51) und Alstätte (38, 52).

B.-G. HAACK beendet unter zeitweiliger Hilfeleistung des Ass. a. P. POTONIÉ, der hier die zweite Hälfte seiner Probekartierung ausführt, Bl. Hasbergen (39, 46) und beginnt mit Bl. Lengerich (39, 52).

L.-G. KOERT beginnt mit der geol. Aufnahme des Braunjura- An-

teiles der Bl. Lübbecke (40, 38), Oynhausen (40, 45) und Minden (40, 46).

L.-G. WEISSERMEL stellt Bl. Brakel (54, 18) fertig und geht danach auf Bl. Borgholz (54, 24) über.

B.-G. BÄRTLING und Geol. a. P. STACH beenden die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Herne (52, 30) und beginnen mit derjenigen von Bl. Gelsenkirchen (52, 29).

B.-G. MESTWERDT setzt die geol. Aufnahme des Bl. Neheim (53, 34) fort.

B.-G. PAECKELMANN fährt in der geol. Kartierung der Bl. Alme (54, 32), Madfeld (54, 33), Brilon (54, 38) und Adorf, preußischer Anteil (54, 39) fort, wobei er auf den beiden erstgenannten Blättern während der zweiten Hälfte der Aufnahmezeit vom Geol. KÜHNE unterstützt wird.

Geol. REICH beginnt die Aufnahme von Bl. Berleburg (54, 55).

B.-G. FUCHS fährt nach Beendigung seines Auftrages in der Rheinprovinz mit der geol. Aufnahme des Bl. Hilchenbach (67, 5) fort.

B.-G. SCHMIDT beendet die geol. Aufnahme des Bl. Wenden (67, 4) und beginnt danach mit derjenigen von Bl. Erndtebrück (67, 6).

B.-G. QUIRING beginnt die geol. Kartierung von Bl. Burbach (67, 17).

Bl. Melle (40, 43) siehe Hannover, Bl. Velbert (52, 41) siehe Rheinprovinz, Bl. Rennerod (67, 23) siehe Hessen-Nassau.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

B.-G. BÄRTLING, Kustos GOTHAN und Geol. STACH verfolgen auch weiter die Schacht- und Bohraufschlüsse im Ruhrkohlenbecken.

B.-G. BÄRTLING setzt außerdem die Arbeiten an der Tiefbohrkarte 1 : 100000 des Ruhrkohlenbeckens fort und beendet hiervon das Bl. Dortmund. Er nimmt die neuen Aufschlüsse am Lippe- und Ruhrkanal wahr und wirkt bei den Arbeiten zur Wasserversorgung des nördlichen Industriegebietes mit.

B.-G. HAACK verfolgt die Aufschlüsse im Ibbenbürener Steinkohlengebirge und am Piesberg.

3. Provinz Hessen-Nassau

Das Braunkohlengebiet des Westerwaldes und ebenso das Roteisensteingebiet der Lahn- und Dillmulde finden im vorliegenden Arbeitsplane besondere Berücksichtigung. Wir hoffen, erstmalig ein Westerwaldblatt auf Grund der neuen Topographie in zweiter Auflage fertig zu stellen und die Neuaufnahme der Blätter des Dillgebietes wesentlich zu fördern. Die Untersuchung und das Studium der Gruben im Eisensteinbergbaugebiet findet in ständiger Zusammenarbeit mit den Grubenverwaltungen statt.

Unsere Arbeiten in der Gegend von Cassel, wo Braun-

kohlenbergbau und Fragen der Weser- und Fuldaregulierung eine Rolle spielen, dehnen wir weiter aus, während die Arbeiten an der hessischen Landesgrenze in diesem Sommer zu Ende geführt werden.

Geologische Betätigung im Kaligebiet der Werra erscheint besonders wichtig, und so setzen wir die Neuaufnahme der dortigen Blätter auch in diesem Jahre fort. Beabsichtigt ist u. a. eine besonders eingehende Darstellung der bergbaulichen Verhältnisse; wir sind dabei auch hier in enger Fühlung mit den Bergbaukreisen, die unsere Arbeiten wesentlich erleichtern und unterstützen.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

Geol. SCHLOSSMACHER beendet die geol. Neuaufnahme des Bl. Marienberg (67, 22) und fährt mit derjenigen des Bl. Rennerod (67, 23) für die zweite Auflage fort.

B.-G. SCHMIERER stellt Bl. Eibelshausen (68, 7) fertig; er wird dabei während dreier Monate vom Geol. EBERT unterstützt. Falls Zeit bleibt, fährt er danach in der Aufnahme des Bl. Gladenbach (68, 14) fort, auf dem im übrigen Geol. CORRENS arbeitet.

B.-G. KEGEL beendet die Aufnahme von Bl. Kleeberg (68, 32). Er setzt danach die Revision der Bl. Oberscheld (68, 13) und Ballersbach (68, 19) mit Unterstützung des Geol. a. P. DIETZ, der hier die zweite Hälfte seiner Probekartierung ausführt, für die Neuauflage fort.

Geol. MICHELS verwendet sieben Wochen auf die endgültige Fertigstellung des Bl. Usingen (68, 38).

M.-A. BLANCKENHORN stellt die Bl. Kirchhain (68, 10) und Neustadt (68, 11) fertig und fährt mit der geol. Aufnahme von Bl. Amöneburg (68, 16) fort.

M.-A. BÜCKING beendet Bl. Hönebach (69, 4) für die Neuauflage.

L.-G. VON LINSTOW stellt Bl. Hofgeismar (55, 31) mit Unterstützung des Geol. a. P. BREDDIN, der hier nach Ausführung seines Auftrages in der Rheinprovinz und nach einigen einführenden Begehungen im Triasgebiet der Gegend von Brakel arbeiten wird, fertig. Er revidiert danach während 6 Wochen Bl. Cassel-Ost (55, 38) für die Neuauflage und arbeitet endlich an der Aufnahme des begonnenen Bl. Trendelburg (55, 25).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

B.-G. QUIRING stellt die Übersichtskarte Bl. Coblenz 1 : 200000 durch Revisionsarbeiten im Bereich der Bl. Kettenbach (67, 47) und Idstein (67, 48) fertig.

B.-G. KEGEL verfolgt die neuen Grubenaufschlüsse im Eisensteingebiet der Lahn und Dill; ebenso L.-G. WEISSERMEL diejenigen im Braunkohlengebiet der Wetterau.

Geol. a. P. DIETZ untersucht die Kalibergwerke im Bereich des Bl. Friedewald (69, 10) für den bergbaulichen Teil der Erläuterungen dieses Blattes.

M.-A. BLANCKENHORN verfolgt die neuen Aufschlüsse im Bereich des früher kartierten Bl. Großenlüder (69, 26).

Geol. MICHELS begeht die neuen Aufschlüsse im Bereich der Bl. Wehen (67, 54) und Eltville (67, 59) behufs Abfassung der Erläuterungen an Stelle des verstorbenen L.-G. LEPPLA.

Die Geol. SCHLOSSMACHER, CORRENS, KÜHNE, MICHELS setzen die Bearbeitung der Keratophyre und Diabase des Rheinischen Schiefergebirges fort.

4. Provinz Hannover, Braunschweig und Bremen

Neben dem Harz, dessen fortgesetzte geol. Bearbeitung ebenso sehr aus wissenschaftlichen, wie aus wirtschaftlichen Gründen geboten erscheint — die großen Talsperrenprojekte dortselbst stellen auch uns vor neue Aufgaben —, ist es nach wie vor das nordhannoversche Ölgebiet und der geologisch so eigenartige Kalibergbau des Landes, dem wir unsere Arbeit zuwenden müssen. Daneben kommen mannigfaltige andere bergwirtschaftliche und kulturelle Gesichtspunkte in Betracht, unter letzteren besonders die Ödlandkultur, für die wir unsere bodenkundliche und flächenstatistische Vorarbeit fortsetzen.

Verteilung der Arbeiten
Aufnahmen 1 : 25000

Abt.-Dir. WOLFF arbeitet während 4 Wochen an Bl. Bremerhaven (23, 26).

M.-A. WILDVANG wird die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Neermoor (22, 44) abschließen und auf Bl. Leer (22, 43) übergehen.

Geol. DIENEMANN setzt die Aufnahme des Bl. Melle (40, 43) fort,

M.-A. SCHUCHT diejenige von Bl. Neustadt a. R. (41, 25).

L.-G. STOLLER führt die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Nienburg (40, 24) und Husum (40, 30) weiter.

L.-G. WIEGERS beginnt nach Beendigung seiner Aufnahmen in der Provinz Sachsen mit der Kartierung von Bl. Sarstedt (41, 46).

B.-G. GRUPE verwendet 3 Wochen zum Abschluß des Bl. Lauenau (41, 43) und setzt die Aufnahme von Bl. Stadthagen (40, 42) fort unter gleichzeitiger Inangriffnahme von Bl. Kathrinhagen (40, 48).

M.-A. STILLE fährt mit der Revision des Bl. Waake (55, 29) für die zweite Auflage fort.

Geol. WOLDSTEDT beendet die Aufnahme von Bl. Schöppenstedt (42, 51).

M.-A. BODE beginnt diejenige von Bl. Zellerfeld (56, 7) für die Neuauflage,

Geol. SCHRIEL setzt die Kartierung von Bl. Zorge (56, 20) für den gleichen Zweck fort.

Bl. Harzgerode (56, 23) und Stolberg (56, 28) siehe Prov. Sachsen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geol. WOLDSTEDT wird die Aufnahme des Bl. Salzwedel der Übersichtskarte 1 : 200000 fortsetzen.

B.-A. HÜLSEMANN bearbeitet die Lieferung III der Lagerstättenkarte 1 : 200000 für die zweite Auflage.

L.-G. WEISSERMEL studiert die neuen Aufschlüsse in der Helmstedter Braunkohlenmulde.

L.-G. STOLLER wird die Aufschlüsse im hannoverschen Erdölgebiet weiter verfolgen,

B.-G. GRUPE diejenigen in der Wealdenkohle des Deisters und der Bückeberge.

L.-G. WIEGERS und Geol. WOLDSTEDT setzen die geol. Bearbeitung des Mittellandkanals und die Beratung der Kanalbauämter fort.

Die Probleme im Diluvium der Gegend von Hannover werden auf einer Bereisung unter Führung des B.-G. GRUPE studiert werden.

Dieser bearbeitet außerdem die Kaliwerke Ronnenberg, Deutschland und Hansa-Silberberg behufs Abfassung der Erläuterungen zu Bl. Gehrden (41, 38). Die sonstigen neuen Aufschlüsse in den Kalibergwerken der Umgebung von Hannover verfolgt B.-R. FULDA.

L.-G. KÜHN führt Schweremessungen mit der Drehwage zur Erforschung des tieferen Untergrundes in der Fortsetzung des Flechtinger Höhenzuges in der Gegend von Boitzenhagen aus; Dauer 6 Wochen.

Die Sonderaufnahme der Moor- und Ödländereien umfaßt in diesem Jahre die Kreise Isernhagen (Geol. AHRENS), Bentheim (Geol. DIENEMANN) und Lingen (Geol. v. BÜLOW); Dauer 6 Wochen.

B.-G. MESTWERDT wird einen geol.-agronom. Lehrgang für Landwirtschaftslehrer in Göttingen abhalten.

In den Revieren der Staatsoberförsterei Syke finden forstliche Boden- und Baumuntersuchungen durch Abt.-Dir. GANSSEN und Dipl.-Landwirt GÖRZ statt; Dauer 8 Tage.

Der letztere nimmt außerdem eine Untersuchung über die agronom. und landwirtschaftlichen Verhältnisse im Bereich der Bl. Rodenberg (41, 37), Gehrden (41, 38), Lauenau (41, 43) und Springe (41, 44) vor.

5. Provinz Schleswig-Holstein

Die Vorarbeiten für die Übersichtskarte der Provinz werden weiter geführt, alle Aufschlüsse von praktischem oder wissenschaftlichem Belang beobachtet; den für den Küstenschutz und Wasserbau wichtigen Fragen neuzeitlicher Veränderungen und Bodenbewegungen im Nordseegebiet wird besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

M.-A. RANGE setzt die Aufnahme von Bl. Trittau (25, 19) fort.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Abt.-Dir. WOLFF führt Begehungen für die Übersichtskarte 1 : 500000 der Provinz aus und wird neue Aufschlüsse, namentlich solche von bergwirtschaftlicher Bedeutung untersuchen.

6. Provinz Sachsen, Thüringen[1]) und Anhalt

Den bergwirtschaftlichen Belangen der Provinz dienen unsere Arbeiten in den Kaligebieten und in den Braunkohlenrevieren; das landwirtschaftlich bedeutungsvolle Gebiet der Magdeburger Börde wird in seiner Kartierung vollendet. Die durch die Erbauung des Mittellandkanals hervorgerufenen geol. und hydrol. Fragen werden weiterhin aufmerksam bearbeitet.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

L.-G. WIEGERS wird Bl. Oschersleben (42, 60) vollenden.

M.-A. SCHROEDER und Geol. BEHREND werden die Aufnahme der Bl. Dardesheim (56, 4) und Schwanebeck (56, 5) fortsetzen.

Geol. DAHLGRÜN führt die Aufnahmen auf Bl. Harzgerode (56, 23) weiter.

M.-A. ERDMANNSDÖRFFER fährt in der Kartierung des metamorphen Gebirges auf den Bl. Stolberg (56, 28) und Schwenda (56, 29) fort.

L.-G. KRAUSE beginnt nach Beendigung seiner Arbeiten in Ostpreußen mit der Revision von Bl. Bleicherode (56, 32) für die Neuauflage.

L.-G. KÜHN wird Bl. Meuselwitz (57, 60) für die Neuauflage begehen; Dauer 6 Wochen.

Kustos PICARD vollendet Bl. Liebenwerda (59, 25) und revidiert in Zusammenarbeit mit dem Geologen des Sächsischen Geologischen Landesamtes GRAHMANN das preußisch-sächsische Grenzblatt Strelln (58, 33) für die Neuauflage. Er geht danach auf Bl. Torgau-Ost (58, 29) über.

L.-G. NAUMANN beginnt zusammen mit dem als M.-A. in Aussicht genommenen Assistenten der Thüringischen geol. Landesuntersuchung Dr. DEUBEL die Neuaufnahme von Bl. Gräfenthal (70, 30).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

L.-G. ZIMMERMANN I, L.-G. NAUMANN und M.-A. DEUBEL machen gemeinsam vor Beginn der Aufnahmen des Bl. Gräfenthal während 2 Wochen einführende Begehungen im Thüringer Wald.

B.-A. HAUSBRAND bearbeitet die Lieferung XII der Lagerstättenkarte 1 : 200000 für die zweite Auflage.

---

[1]) Die Neuaufnahme des Landes Thüringen wird in diesem Jahre im Einvernehmen mit der Thüringischen Geologischen Landesuntersuchung in Jena auf Grund eines gegenwärtig zur Unterschrift vorliegenden neuen Vertrages in Angriff genommen.

B.-R. FULDA wird eine Begehung der Zechsteinaufschlüsse an den Rändern des Harzes vornehmen und diese vergleichende stratigraphische Untersuchung auf den Zechstein am Rande des Thüringer Waldes und des Rheinischen Schiefergebirges ausdehnen.

Die Aufschlüsse am Mittellandkanal werden verfolgt und die Bauleitung wird beraten.

Dipl.-Landwirt GÖRZ wird eine Untersuchung über die bodenkundlichen und landwirtschaftlichen Verhältnisse der Bl. Oppelhain (59, 26), Kl.-Leipisch (59, 27), Elsterwerda (59, 32), Mückenberg (59, 33) und Ruhland (59, 34) ausführen.

7. Provinz Brandenburg

Wie im Vorjahre so ist auch 1925 die Arbeit in der Provinz Brandenburg in erster Linie nach den Wünschen maßgebender landwirtschaftlicher Organisationen, in zweiter Linie nach den Belangen des immer neue Gebiete erfassenden Braunkohlenbergbaus eingeteilt; dem letzteren dienen die Aufnahmen in der Lausitz und bei Frankfurt a. d. Oder, den ersteren diejenigen in den Kreisen Schwiebus und Arnswalde.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

L.-G. GAGEL beendet die Aufnahme der Bl. Boossen (46, 37) und Müllrose (46, 43).

L.-G. DAMMER setzt die Aufnahme des Bl. Schwiebus (47, 44) fort,

B.-G. BARSCH diejenige von Bl. Kriescht (46, 29).

B.-G. BEHR führt eine Revision des Bl. Ravenstein (30, 43) aus.

Bl. Liebenwerda (59, 25) siehe Provinz Sachsen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

B.-R. BALDUS bearbeitet die Blätter der Lieferung V der Lagerstättenkarte 1 : 200000 für die zweite Auflage.

L.-G. DAMMER wird im Zusammenhang mit der Aufnahme von Bl. Schwiebus (47, 44) die Saatzuchtgebiete im Kreise Schwiebus-Züllichau auf den Bl. Jordan (47, 38), Brätz (47, 39) und Stentsch (47, 45) kartieren.

Abt.-Dir. GANSSEN und Dipl.-Landwirt GÖRZ werden auf dem Versuchs- und Lehrgut für Bodenfräskultur der Siemens-Schuckert-Werke technische und landwirtschaftliche Bodenuntersuchungen (Dauer 14 Tage), sowie in Joachimsthal forstliche Boden- und Baumuntersuchungen (Dauer 8 Tage) vornehmen.

B.-G. BARSCH wird Schweremessungen im Bereich des Erdrutschgebietes von Rosengarten bei Frankfurt a. O.,

B.-R. KOHL erdmagnetische Messungen im Erdgasgebiet von Gramzow vornehmen.

Dipl.-Landw. GÖRZ wird eine Untersuchung der bodenkundlichen

und landwirtschaftlichen Verhältnisse der Bl. Döbern (60, 20), Triebel (60, 21), Weißwasser (60, 26) und Muskau (60, 27) ausführen.

Bl. Oppelhain (59, 26), Kl.-Leipisch (59, 27) und Ruhland (59, 34) vergl. Provinz Sachsen.

8. Provinz Pommern

In Pommern ist es unsere vornehmste Aufgabe, der hochentwickelten Landwirtschaft wissenschaftliche Vorarbeiten zu leisten. Zu diesem Zweck wird ein neues Arbeitsgebiet im Kreise Regenwalde in Angriff genommen, wo es gilt, sehr verwickelte Bodenverhältnisse zu klären. Daneben wird die Aufnahme der vorjährigen Arbeitsgebiete in Vorpommern (Kreise Grimmen und Uckermünde) sowie im hinterpommerschen Kreise Stolp fortgesetzt.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

L.-G. KORN wird die Aufnahme von Bl. Grimmen (10, 53) fortsetzen.

L.-G. SCHULTE beendet die Aufnahme von Bl. Uckermünde (28, 17) und Eggesin (28, 23).

Geol. KÜHNE setzt die Aufnahme von Bl. Stolzenberg (28, 30) und Falkenwalde (29, 25) während der ersten Hälfte der Kartierzeit fort.

Geol. v. ZUR MÜHLEN beginnt nach Beendigung seiner Arbeiten in Schlesien die Aufnahme von Bl. Wangerin (30, 26).

Geol. v. BÜLOW wird die Aufnahme von Bl. Schurow (15, 26) abschließen und auf Bl. Stojentin (15, 25) übergehen.

B.-G. BEHR revidiert Bl. Ravenstein (30, 43), siehe auch Prov. Brandenburg.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geol. v. BÜLOW wird zwei Wochen zu Begehungen für die Aufnahme der Übersichtsblätter Lauenburg und Stolpmünde 1 : 200000 verwenden.

9. Provinzen Ober- und Niederschlesien

Die im vergangenen Jahre neu in Gang gesetzte Aufnahme an der polnischen Landesgrenze im Oberschlesischen Industriegebiet nimmt ihren Fortgang. Dabei handelt es sich nicht nur um die übliche Oberflächenkartierung, sondern zugleich um die Verarbeitung der im Laufe der Zeit gestoßenen Tiefbohrungen zu einer Untergrundskarte, die den Steinkohlen- wie Erzbergbau fördern wird. Zugleich wird die Bleizinkerz-Inventur wie in der Rheinprovinz auch im oberschlesischen Muschelkalkgebiet durchgeführt werden, und eine erneute Berechnung der Steinkohlenvorräte im deutsch gebliebenen Teile Oberschlesiens stattfinden.

Die Arbeiten im kristallinen Gebirge Schlesiens und in seinem Vorlande betreffen neben der Berücksichtigung der darin

verstreuten Lagerstätten Fragen von besonderem wissenschaftlichen Belang.

Im Flachlandsanteile der Provinz arbeiten wir zur Befriedigung der landwirtschaftlichen Wünsche, wobei wir hoffen, die Abbohrung der oberen Bodenschichten behufs Darstellung des Bodenprofiles wieder in erweitertem Umfange aufnehmen zu können. Dieselbe Art der Darstellung in Karte wie Erläuterung wird aber auch im Gebirge gepflegt werden. Eine geologisch fertig aufgenommene Gruppe schlesischer Blätter (Isergebirge) wird durch einen Diplomlandwirt eine besonders eingehende nicht nur bodenkundliche sondern zugleich praktisch-landwirtschaftliche Überarbeitung erfahren.

Die Braunkohlenaufschlüsse im subsudetischen Braunkohlengebiet wie in der Oberlausitz, in der der Braunkohlenbergbau in neueren Jahren in größerem Umfange eingesetzt hat, werden in Fühlung mit den Bergbaukreisen fortlaufend verfolgt und die mit dem Bergbau im Zusammenhang stehenden Fragen der Wasserlösung, Wasserentziehung und Wasserversorgung fortlaufend bearbeitet.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

B.-G. BERG wird die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Marklissa (60, 60) fortsetzen.

L.-G. KÜHN führt nach Erledigung seines Auftrages in der Prov. Sachsen Schlußbegehungen auf Bl. Alt-Kemmnitz (75, 2) und im Gneisanteil von Bl. Liebental (61, 56) aus. Er wird danach die neuen Aufschlüsse auf den Bl. Goldberg (61, 52) und Schönau (61, 58) für die Neuauflage begehen.

L.-G. ZIMMERMANN I stellt Bl. Hirschberg (75, 3) fertig und nimmt danach den Schiefergebirgsanteil von Bl. Liebental (61, 56) auf.

Geol. v. ZUR MÜHLEN beendigt die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Hohenfriedeberg (75, 6).

Geol. MEISTER stellt Bl. Wiese (62, 47) geol.-agronom. fertig.

L.-G. FINCKH und M.-A. BEDERKE beendigen Bl. Königshain (76, 33). Der erstere geht danach auf Bl. Reichenstein (76, 34) über.

B.-G. BEHR beendigt die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Camenz (76, 28), Dauer 6 Wochen,

B.-R. ZÖLLER ebenso Bl. Bechau (76, 30).

B.-G. ASSMANN beginnt die Oberflächen- und Untergrundsaufnahme des Bl. Tost (78, 32).

Geol. CRAMER stellt in der gleichen Weise Bl. Peiskretscham (78, 38) fertig und fährt mit derjenigen von Bl. Kieferstädtel (78, 44) fort.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

B.-G. BERG führt einige Begehungen im Bereich des Bl. Hirsch-

berg 1 : 200000 aus, um dieses Blatt als Übersichtskarte fertig zu stellen.

L.-G. FINCKH wird für die Übersichtskarte 1 : 200000 Bl. Schweidnitz das kristalline Gebirge und den Schiefergebirgsanteil im Bereich der Meßtischblätter Langenbielau (76, 20), Rudolfswaldau (76, 19) und Neurode (76, 26) in 14 Tagen revidieren,

Geol. MEISTER für denselben Zweck das Rotliegende und das Carbon auf den genannten Bl. sowie auf Bl. Wünschelburg (76, 25); er wird außerdem 4 Wochen auf die Begehung der neuen Aufschlüsse des Bl. Gnadenfrei (76, 21) verwenden, um es endgültig für den Druck fertig zu stellen.

Außerdem wird Geol. MEISTER eine lagerstättenkundliche Untersuchung der Bergfreiheitgrube bei Schmiedeberg im Riesengebirge in 14 Tagen durchführen.

Geol. EBERT verwendet 3 Wochen auf die Erprobung geophysikalischer Untersuchungsmethoden im Erzganggebiet von Kupferberg.

B.-G. BEHR wird gemeinsam mit B.-R. ZÖLLER die pliocänen Schotter im Neißetale verfolgen.

B.-G. CRAMER führt eine Schlußbegehung auf dem von ihm früher aufgenommenen Bl. Weißwasser (60, 26) aus.

Dipl.-Landw. GÖRZ führt eine Untersuchung über die bodenkundlichen und landwirtschaftlichen Verhältnisse im Bereich der Bl. Friedeberg (75, 1), Flinsberg (75, 7) und Wiegandstal (74, 6) aus.

B.-G. PAECKELMANN wird in Verbindung mit den in Schlesien arbeitenden Herren etwa 10 Tage auf vergleichende Untersuchungen des Oberdevons und Untercarbons in Schlesien verwenden.

Bl. Weißwasser (60, 26) und Muskau (60, 27) vergl. auch Prov. Brandenburg.

10. Provinz Ostpreußen

In der vom Reiche abgeschiedenen Provinz Ostpreußen arbeiten wir in besonders enger Fühlung mit den maßgebenden landwirtschaftlichen, bergwirtschaftlichen und bodenindustriellen Körperschaften. Unser Ziel ist einmal die Förderung der Spezialaufnahme 1 : 25000, sodann die Fortsetzung der Übersichtskarte des südlichen Ostpreußens 1 : 100000 und endlich die Fürsorge bei der Erschließung von Meliorationsmitteln und technisch nutzbaren Bodenbestandteilen, sowie bei Moor- und Ödlandskultivierungen.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

L.-G. KAUNHOWEN wird versuchen, die Aufnahme der Bl. Grünfließ (35, 31), Jablonken (35, 32) und Neidenburg (35, 37) in diesem Jahre zu Ende zu führen. Hierbei wird er während zweier Monate den Geol. a. P. DIETZ in die Kartierung einführen.

L.-G. KRAUSE stellt Bl. Göttkendorf (35, 7) fertig.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

L.-G. KAUNHOWEN verfolgt die Aufschlüsse im Bernsteintagebau Palmnicken.

B.-G. HESS VON WICHDORFF wird unter besonderer Berücksichtigung der Torf- und Kalklager die Übersichtsaufnahme der Karte 1 : 100 000 im Bereich der G. A. 36 und 37 fortsetzen.

B.-R. KOHL beginnt eine erdmagnetische Erkundung des tieferen Untergrundes von Ostpreußen im Bereich der von dort bekannten erdmagnetischen Anomalien.

Berlin, den 16. März 1925.

Preußische Geologische Landesanstalt

Krusch

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Personal-Bestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. März 1925

Am 1. Oktober 1924 trat der Abteilungsdirektor für das Sammlungswesen und ständige Vertreter des Präsidenten, Geh. Bergrat Prof. Dr. SCHRÖDER infolge Erlangung der gesetzmäßigen Altersgrenze in den Ruhestand. Abteilungsdirektor Geh. Bergrat Prof. Dr. MICHAEL wurde zum ständigen Vertreter des Präsidenten ernannt. Zum Abteilungsdirektor für das Sammlungswesen wurde der Landesgeologe, Geh. Bergrat Prof. Dr. GAGEL berufen. Die beiden Landesgeologen im Ruhestande, Geh. Bergrat Prof. Dr. LEPPLA und Geh. Bergrat Prof. Dr. DENCKMANN sind verstorben; der Landesgeologe Prof. Dr. KLAUTZSCH schied aus Gesundheitsrücksichten aus dem Dienste aus.

Die Bezirksgeologen Prof. Dr. I. STOLLER und Prof. Dr. BEHR wurden zu Landesgeologen, die außerplanmäßigen Geologen Dr. PAECKELMANN und Dr. KEGEL zu Bezirksgeologen ernannt; der Geologe auf Probe Dr. CORRENS und der Assistent Dr. MICHELS wurden zu außerplanmäßigen Geologen bestellt. Dr. DIETZ wurde als Geologe auf Probe berufen. Der Bergrat C. L. ABELS und der Bergassessor Dr. STAHL wurden beurlaubt. Für Dr. STAHL wurde Bergassessor LANDSCHÜTZ berufen. Der Bezirksgeologe Dr. E. SCHMIDT erhielt den Charakter als Professor, ebenso die beiden Kustoden Dr. PICARD und Dr. DIENST. Der ausgeschiedene Abteilungsdirektor Dr. SCHRÖDER ist zum Teilnehmer an den geologischen Aufnahmearbeiten ernannt worden.

Der der Landesanstalt zur Beschäftigung überwiesene Regierungs- und Baurat SCHWARZ ist verstorben. Aus dem Verwaltungsbüro ist der Rechnungsrevisor LOUIS infolge seiner Versetzung in das Ministerium für Handel und Gewerbe ausgeschieden; an seiner Stelle wurde Bergverwaltungsinspektor HOFFMANN zum Rechnungs-Revisor ernannt. Bergobersekretär VELTE wurde zum Bergverwaltungsinspektor ernannt.

Ferner ist die Stenographin HASCHA ausgeschieden und an ihrer Stelle Fräulein POMPECKJ ernannt worden.

a) Präsident und Professor

P. Krusch, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.

b) Abteilungsdirektoren und Professoren

R. Michael, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, ständiger Vertreter des Präsidenten, Abt.-Dir. für das Publikationswesen, ord. Honorarprof. an der Bergbauabt. der Techn. Hochschule.
R. Ganssen, Dr. phil., Prof., Vorsteher der chem. Abteilung, Privatdozent an der Techn. Hochschule.
G. Fliegel, Dr. phil., Prof., Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Gebirgslande.
W. Wolff, Dr. phil., Prof., Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Flachlande.
C. Gagel, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für das Sammlungswesen.

c) Landesgeologen und Professoren

E. Zimmermann I, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.
B. Kühn, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
P. G. Krause, Dr. phil., Prof.
F. Kaunhowen, Dr. phil., Prof.
W. Weissermel, Dr. phil., Prof., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
O. von Linstow, Dr. phil., Prof.
W. Koert, Dr. phil., Prof.
W. Wunstorf, Dr. phil., Prof.
J. Korn, Dr. phil., Prof.
E. Naumann, Dr. phil., Prof.
L. Schulte, Dr. phil., Prof.
L. Finckh, Dr. phil., Prof., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
F. Wiegers, Dr. phil., Prof.
B. Dammer, Dr. phil., Prof.
J. Stoller, Dr. rer. nat., Prof.
J. Behr, Dr. phil., Prof.

d) Kustoden und Professoren

J. Boehm, Dr. phil., Prof.
O. Schneider, Dr. phil., Prof.
E. Picard, Dr. phil., Prof.
W. Gothan, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
P. Dienst, Dr. phil., Prof.

e) Bezirksgeologen und Professoren

H. Hess von Wichdorff, Dr. phil., Prof.
A. Fuchs, Dr. phil., Prof.
Th. Schmierer, Dr. rer. nat., Prof.
O. Grupe, Dr. phil., Prof.
G. Berg, Dr. phil., Prof.
R. Bärtling, Dr. phil., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
A. Mestwerdt, Dr. phil., Prof.
E. Schmidt, Dr. phil., Prof.

f) Bezirksgeologen

O. Barsch, Dr. phil.
R. Cramer, Dr. phil.
P. Assmann, Dr. phil.
W. Haack, Dr. phil.
E. Zimmermann II, Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil. u. ing., Bergassessor.
W. Paeckelmann, Dr. phil.
W. Kegel, Dr. phil.

g) Bergräte (Bergassessoren)

A. Zöller.
P. Baldus.
E. Kohl, Dr. phil.
E. Fulda, Dr. ing.
M. Meisner.
Cl. Abels (beurlaubt).
W. Schweissfurt (beurlaubt).

h) Außerplanmäßige Geologen

F. Behrend, Dr. phil., Privatdozent a. d. Universität
L. von zur Mühlen, Dr. phil.
O. Burre, Dr. phil.
K. Schlossmacher, Dr. phil., Privatdozent a. d. Universität
E. Meister, Dr. phil.
W. Dienemann, Dr. phil.
P. Woldstedt, Dr. phil.
H. Reich, Dr. phil.
A. Ebert, Dr. phil.
W. Schriel, Dr. phil.
F. Dahlgrün, Dr. phil.
K. von Bülow, Dr. phil.
K. Correns, Dr. phil.
F. Michels, Dr. phil.

i) Geologen auf Probe und Assistenten

α) Geologen auf Probe

W. Ahrens, Dr. phil.
F. Kühne, Dr. phil.
H. Breddin, Dr. phil.
E. Stach, Dr. phil.
A. Bentz, Dr. phil.
K. Dietz, Dr. phil.

β) Assistenten

O. Seitz, Dr. phil.
R. Potonié, Dr. phil., Privatdozent a. d. Bergbauabt. d. Techn. Hochschule.

k) Zur Beschäftigung überwiesen

A. Stahl, Dr. phil., Bergassessor (beurlaubt).
H. Landschütz, Bergassessor.
P. Hülsemann, »
F. Isert, Bergassessor.
O. Hausbrand, Bergassessor.
A. Hoffmann, »

l) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten

H. Schroeder, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. a. D.
M. Blanckenhorn, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Universität Marburg.
H. Stille, Dr. phil., Prof. an der Universität Göttingen.
A. Bode, Dr. phil., Prof. an der Bergakademie in Clausthal.
O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil., Prof. an der Techn. Hochschule in Hannover.
D. Wildvang, Lehrer.
P. Range, Dr. phil., Geh. Bergrat.
H. Bücking, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Heidelberg.

F. Schucht, Dr. phil., Prof. an der Landw. Hochschule Berlin.
E. Bederke, Dr. phil., Privatdozent, Breslau.
P. Menzel, Dr., Sanitätsrat.
F. Deubel, Dr. phil. u. Assistent, Jena.

m) Laboratorien

Vorsteher siehe vorstehend unter b).

α) Chemiker und Professoren

R. Wache, Dr. phil., ständiger Vertreter des Vorstehers, Prof.
K. Klüss, Dr. phil., Prof.
H. Wölbling, Dr. phil., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule (beurlaubt).
C. Krug, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule (beurlaubt).
A. Böhm, Dr. phil., Prof.
R. Loebe, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
A. Eyme, Dr. phil., Prof.
E. Heuseler, Dipl.-Ing., Prof.
H. Pfeiffer, Dr. phil., Prof.

β) außerplanmäßige Chemiker

A. Laage, Dr. phil.
K. Stockfisch, Dr. phil.
H. Haller, Dr. phil.
K. Heykes, Dr. phil.
K. Utescher, Dr. phil.

γ) Chemiker auf Probe

M. Trénel, Dr. phil.
G. Görz, Dr. phil.

n) Bücherei

E. Regling, Bibliotheksobersekretärin, mit der Leitung beauftragt.
G. Baensch, Bibliotheksobersekretärin.
H. Tübben, Bibliotheksobersekretärin.
K. Winckelmann, Bibliotheksbilfsarbeiterin.

o) Verwaltungsbüro

F. Baldes, Bergamtmann, Rechnungsrat.
O. Hoffmann, Rechnungsrevisor
W. Dahle, Bergverwaltungsinspektor
Th. Schade, »
Ch. Velte, »
A. Heinrich, Bergobersekretär.
A. Bullerdieck, Bergobersekretär.
O. Schroeder, Bergobersekretär.
G. Vandam, Kanzlei-Inspektor, Vorsteher.
Heewig, Kanzleisekretär.
Huschert, Kanzleiassistent.
Thiem, Kanzleidiätar.

p) Kasse

E. Doering, Bergoberrentmeister
A. Müller, Bergobersekretär.

q) Topograph

G. Otto, Topograph.

r) Zeichenbüro für wissenschaftliche Veröffentlichungen

G. Hoffmann, Vorsteher.
K. Többicke, Kartograph.
A. Schultze, Kartographengehilfe.
R. Pütz, Kartographenanwärter.

s) Zeichenbüro I für Gebirgslandsaufnahmen

M. Pütz, Vorsteher.
P. Geyer I, Kartograph.
E. Breitkopf, »
W. Schwarz, »
E. Geyer II, »
E. Zimmermann, Kartographendiätar.
H. Menge, »
G. Scholz, »

t) Zeichenbüro II für Flachlandsaufnahmen

F. Kuhne, Vorsteher.
F. Sange, Kartograph.
A. Lehmann, »
G. Linke, »
P. Rothe, »
R. Schöndube, »
R. Fiedler, Kartograph.
C. Wagemann, Kartographendiätar.
P. Granass, »
H. Wethlow, Kartographengehilfe.

u) Vertriebsstelle

K. Friederici, Dr. phil.

v) Bohrmeister und Präparator

P. Schreiber, Bohrmeister.
F. Neubauer, Oberpräparator.

w) Lohnangestellte höherer Ordnung

W. Pfundt, Registraturgehilfe.
H. Rostock, »
C. Schulz, Lithograph.
L. Staewen, Stenographin.
C. Müller, Bürogehilfin.
A. Pompeckj »

x) Unterbeamtenpersonal

M. Jung, Obermaschinist.
H. Kretschmann, Amtsmeister.
F. Becker, Hausmeister.
O. Lorenz, Drucker.
H. Siebert, Amtsgehilfe.
H. Ebeling, »
W. Eckstein, »
O. Barheine, Amtsgehilfe.
W. Krüger, »
A. Brassel, » (Hauswart).
E. Pinke, »
R. Scholz, »
P. Linde, » (Hauswart).
F. Wruck, »

Korrespondenten der Geologischen Landesanstalt

Rheinprovinz und Bezirk Birkenfeld

Hahn, Alexander, Idar (Nahe), Brunnengasse 1.
Hamacher, Studienrat, Barmen, Seydlitzstr.
Imig, Rektor, Wülfrath (Rheinland).
Jollmann, Prof. Dr. phil., Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
Liebetrau, Prof. Dr. phil., Essen, Renatastr. 2.
Lieser, Rektor, Schweppenhausen, Bez. Kreuznach.
Löscher, Realgymnasialdirektor, Dr. phil., Essen, Heinickestr. 8.
Schlickum, Prof. Dr. phil., Köln, Rolandstr.
Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
Spriestersbach, Rektor, Remscheid-Reinshagen.
Waldschmidt, Prof. Dr. phil., Bad Wildungen.
Zelter, W., Stadtbaumeister, Barmen, Hesselnbergstr. 46.

Provinz Westfalen

Althoff, W., Bielefeld, Wertherstr. 30.
Baruch, Sanitätsrat, Paderborn, Friedrichstr. 39.
Hetzel, Dr., Studienrat, Herford, Klarenstr. 24.
Langewiesche, Prof., Dr. phil., Bünde i. W.
Normann, W., Dr., Herford, Mönchstr. 1.
Preuss, Kreisschulinsp., Dr. phil., Soest, Osthofenstr. 29.
Quantz, Prof. Dr. phil.. Gronau i. W., Moltkestr. 5.
Schrader, Studienrat, Paderborn.
Torley, Dr. med., Iserlohn.
Thürnau, Regierungsbaurat Hemfurth (Eder).
Zickgraf, Prof. Dr. phil., Bielefeld, Reichspoststr. 12.

Provinz Hessen-Nassau

Beyer, Prof. Dr., Studienrat, Biedenkopf.
Bickel, Rechnungsrat, Brotterode.
Dahmer, G., Dr., Höchst a. M., Zeilsheimer Weg 21.
Galladé, Max.
Georg, Steuerinspektor, Homberg (Bez. Cassel).
Haberland, Waisenhausinspektor a. D., Cassel, Osdwauerstr. 4.
Kleim, Lehrer, Cassel, Unterneustädter Kirchplatz 5.
Kräusel, Dr. phil., Privatdozent, Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24.
List, Winterschuldirektor, Ziegenhain.
Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
Pagenstecher, Geh. Sanitätsrat, Dr. med., Wiesbaden, Taunusstr.
Schultz, Prof. Dr. phil., Cassel-Wilhelmshöhe, Nordhauserstr. 9.
Schwalm, Kreisschulinspektor, Obergrenzebach (Bez. Cassel).
Stamm, Prof. Dr. phil., Hersfeld.
Vonderau, Prof., Fulda, Waides 15.

Provinz Hannover

Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
Bergmann, Hüttendirektor, Gr. Ilsede (Peine).
Bödige, Prof. Dr. phil., Osnabrück, Katharinenstr. 17.
Fricke, Studienrat, Hameln.
Lohmann, Generalsekretär, Uelzen.
Pfaffenberg, Lehrer, Vorwobilde bei Sulingen.
Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, Hannover, Podbielskistr. 16.
ter Beek, Dr. med., Emden.
Wagner, Dr., Hildesheim, Goschenstr. 36.

Braunschweig und Lippe

Ballerstedt, Prof., Dr., Bückeburg.
Borgstätte, Dr., Oberlandmesser, Dessau, Göthestr. 16.
Cruse, Apotheker, Halle in Braunschweig.
Kahle, P., Vermessungsinspektor, Braunschweig.

Provinz Schleswig-Holstein und Lübeck

Engelbrecht, Dr., Gutsbesitzer, Obendeich b. Glückstadt.
König, Prof. Dr., Flensburg.
Kretschmann, G., Lehrer, Bramfeld b. Hamburg.
Sonder, Dr., Apothekenbesitzer, Oldesloe.
Struck, R., Prof. Dr., Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
van der Smissen, Dr., Direktor der Landwirtschaftl. Schule, Itzehoe i. Holst.

Provinz Sachsen

Bocke, Kantor, Dorf Emden-Neuhaldensleben.
Elbe, Carl, Apothekenbesitzer, Kemberg, Bez. Halle.
Franke, Prof. Dr., Schleusingen.
Gutbier, Hermann, Stadtarchivar, Langensalza.
Hansen, Dr., Eilsleben (Bez. Magdeburg).
Henkel, Ludwig, Prof. Dr., Schulpforta.
Herbst, Ökonomierat, Artern.
Landmann, Otto, Lehrer, Stolberg i. Harz.
Lederbogen, Lehrer, Aschersleben, Walkmühlenweg 1.
Mertens, Prof. Dr., Direktor des Museums für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
Morich, H., Rektor, Clausthal a. Harz.
Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
Schütze, Prof., Salzwedel.
Storp, Dr., Forstmeister, Lautenthal a. Harz.
Wieprecht, Dr., Neuhaldensleben.
Wolterstorff, W., Dr., Kustos am Museum für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
Wünschmann, Dr., Studienrat, Halberstadt, Moltkestr. 57.
Zechlin, Konrad, Apotheker, Salzwedel.

Thüringische Staaten

Amende, Studienrat, Altenburg, S.-A.
Auerbach, Alfred, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
Bickel, W., Rechnungsrat, Brotterode.
Borgstätte, Otto, Dr. phil., Oberlandmesser, Dessau, Göthestr. 16.
Czygan, Landwirtschaftslehrer, Leipzig, Möbiusstr. 13.
Franke, A., Studienrat i. R., Arnstadt i. Thür., Stadtilinerstr. 1.
Keller, G., Eisenbahn-Bauunternehmer, Eisenach, Langensalzaer Str. 7.
Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A., Roonstr. 1.
Klett, Bernh., Mittelschullehrer, Mühlhausen i. Thür.
Krech, Karl, Dr., Studienrat, Jena, Saalstr 21.
Kretschmer, Ernst, Stadtarchivar, Gera (Reuß), Schulstr. 8.
Löscher, K., Prof. Dr., Gera, Markt 5.
Lux, E., Kantor, Ohrdruf.
Macht, Alfred, Direktor der landwirtschaftl. Winterschule, Schleiz (Reuß).
Macht, L., Studienrat, Pohlitz bei Greiz.
Meyer, Herm., Betriebssekretär d. Gas- u. Wasserwerke, Saalfeld (Saale), Richterstr. 15.

Michael, Paul, Prof. Dr., Weimar, Kohlstr. 18.
Möbius, Traug., Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwellenborn.
Rathing, Apotheker, Leutenberg (Schwarzburg-Rudolstadt).
Schäfer, Friedr. Heinr., Bankbeamter, Gotha, Leesenstr. 23.
Schlegel, Karl, Dr., Lycealdirektor, Greiz, Walderseestr. 13.
Schnell, Dr., Studienrat, Mühlhausen i. Thür.
Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
Wagner, R., Studienrat, Zwätzen bei Jena
Walther, Studienrat, Pößneck i. Thür.
Weber, H., Studienrat, Dr., Eisenach, Barfüßerstr. 15.
Weiss, Arthur, Dr., Hildburghausen.

Provinz Brandenburg

Domnick, Pfarrer, Bornstedt b. Potsdam.
Grässner, Geh. Bergrat, Schlachtensee b. Berlin.
Krahmann, Max, Prof., Bergingenieur, Berlin W, Meineckestr. 8.
Nickel, Prof. Dr., Frankfurt a. O.
Rödel, Dr., Studienrat, Frankfurt a. O.
Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
Schmidt, Joh., Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
Weissermel, Geh. Regierungsrat, Major a. D., Mitglied des Reichstages und Abgeordnetenhauses.
Wolf, Dr., Landgerichtsrat, Charlottenburg, Kuno Fischerstr. 1.

Provinz Pommern

Gerlach, Dr., Rektor a. D., Leba i. P.
Gosch, Rektor der Stadtschule, Daber (Kreis Naugard).
Kretschmar, Seminar-Lehrer, Köslin, Bublitzerstr. 5.
Mathias, Prof. Dr., Schlawe.
Rubow, E., Lehrer, Lauenburg i. Pomm.
Stielow, Direktor des Kreiswohlfahrtsamtes, Lauenburg (Pomm.).

Provinz Schlesien

Dittrich, G., Dr., Studienrat, Breslau 16, Uferzeile 14.
Foerster, Prof. Dr., Gr. Strehlitz.
Freystedt, Landesbaurat, Liegnitz, Hagstr. 10.
Göhr, Franz, Prof. Dr., Glatz, Gartebstr. 25.
Herzog, Dr., Nieder-Peilau Schlössel, Kr. Reichenbach i. Schl.
Meyer, G., Prof. Dr., Görlitz, Reichenberger Str. 15.
Poetschel, Studienrat, Dr., Strehlen i. Schl.
Preuss, Prof., Oberlehrer a. D., staatl. Baugewerks-Schule, Breslau IX, Paulstr. 38.
Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Trebnitz in Schlesien.
Zimmer, C. W., Bankier, Löwenberg (Schles.).
Zimmermann, Fr., Bergschullehrer, Altwasser (Schlesien).

Provinz Ostpreußen

Abromeit, J., Prof. Dr., Königsberg i. Pr., Goltz-Allee 28a.
Klien, G., Prof. Dr, Dirigent der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg i. Pr., Langereihe 3.
Menzel, Oskar, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland).
Scheu, Rittergutsbesitzer, Ökonomierat, Adl. Heydekrug.
Vogel, Prof. Königsberg i. Pr., Prinzenstr. 8.

Ausland

v. Broen, Apothekenbesitzer, Konitz (Chojnice).
Seligo, Prof. Dr., Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig.
Weissermel, Rittergutsbesitzer, Gr.-Kruschin, Kr. Strasburg (Brodnica).

Prüfungen von Geologen

Im Berichtsjahre 1924 sind folgende Prüfungen abgelegt worden:

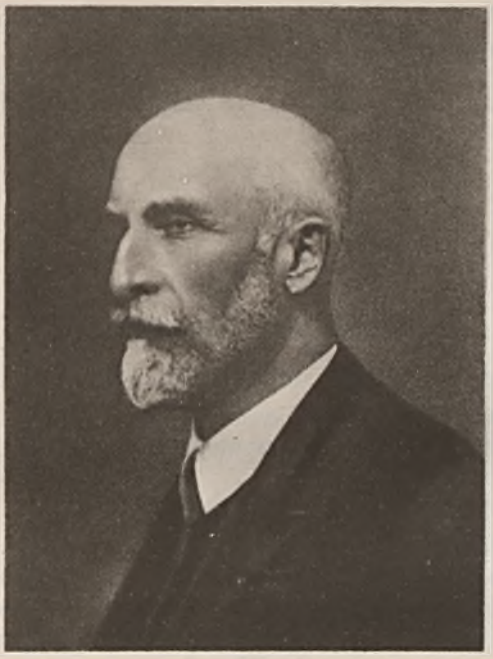
I. Die 1. Prüfung, nach deren Bestehen die Bewerber das Recht haben, die Berufsbezeichnung »staatlich geprüfter Geologe« zu führen, bestand

Dr. Richard Pfalz aus Leipzig.

II. Die 2 Prüfung (nach Beendigung des Ausbildungsdienstes bei der Geologischen Landesanstalt), durch welche die Anstellungsfähigkeit bei der Geologischen Landesanstalt erworben wird, bestanden die Geologen auf Probe

Dr. W. Ahrens
Dr. F. Kühne
Dr. A. Bentz.





Leppla

August Leppla †

Am 12. April 1924 ist der Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA in Wiesbaden nach schwerer Operation verschieden.

AUGUST LEPPLA war am 12. August 1859 in Matzenbach, Bezirksamt Homburg, in der bayerischen Rheinpfalz geboren. Nach dem Besuch der Kreisrealschule in Kaiserslautern widmete er sich seit 1875 auf der dortigen Industrieschule dem Studium der Ingenieurwissenschaften, welches er bis 1878 auf der Technischen Hochschule in Aachen fortsetzte. Dann wandte er sich ausschließlich dem Studium der Naturwissenschaften zu und bestand nach zweijährigem Aufenthalt auf der Technischen Hochschule in München im Herbst 1880 die Staatsprüfung für das höhere Lehrfach in beschreibenden Naturwissenschaften, nachdem er noch vorher an einer bayerischen Lateinschule die Schlußprüfung abgelegt hatte.

1880—1882 studierte er an der Kaiserlichen Universität in Straßburg Mineralogie und Geologie und wurde im März 1882 von der philosophischen Fakultät der Universität Freiburg auf Grund seiner Arbeit über den Remigiusberg bei Cusel (Nr. 1)[1]) zum Doktor promoviert. Nach abgeleisteter Militärpflicht trat LEPPLA von 1883—1888 als Funkt. Assistent bei dem geognostischen Büro des Bayerischen Oberbergamts in München ein.

Am 1. Mai 1888 zur Geologischen Landesanstalt nach Berlin übernommen, wurde er 1894 Bezirksgeologe, 1900 Landesgeologe. Am 3. August 1904 ist ihm in Anerkennung seiner wissenschaftlichen Leistungen von dem Herrn Minister der geistlichen, Unterrichts- und Medizinalangelegenheiten im Einverständnis mit dem Herrn Minister für Handel und Gewerbe das Prädikat Professor verliehen worden; am 19. Mai 1913 erhielt er den Charakter Geheimer Bergrat; seit 1911 besaß er den Roten Adlerorden.

Im Weltkriege war LEPPLA zunächst bis Juni 1915 bei der 9. Reservedivision des V. Reserve-Armeekorps mit geologischen Begutachtungen beschäftigt. Für seine im schwersten Feuerbereich durchgeführten sachverständigen Feststellungen zur Trinkwasserbeschaffung der kämpfenden Truppen erhielt er im Dezember 1915 das Eiserne Kreuz II. Klasse. Später und dann nach Unterbrechung

[1]) Siehe Schriftenverzeichnis am Schluß.

vom Dezember 1916 ab wurde er von der belgischen Zivilverwaltung übernommen und leitete hier gemeinsam mit Geheimrat Keilhack die geologischen Aufnahmearbeiten bis Dezember 1918. Wegen der Besetzung der Rheinprovinz mußte Leppla vorläufig in Wiesbaden verbleiben; dieser ständige Aufenthalt mitten in seinem Arbeitsgebiete entsprach seinen persönlichen Wünschen. Ebenso konnte er in den späteren Jahren nur zeitweilig nach Berlin zurückkehren; er behielt seinen Wohnsitz in Wiesbaden bis zu seinem unerwarteten Tode bei, der ihn wenige Monate vor seiner Pensionierung überraschte.

Mit A. Leppla ist ein Kollege von uns geschieden, der ein hervorragender Geologe war. Er lebte ganz seinem schönen Berufe, welcher ihm vollste Befriedigung gewährte. Ein gerader Charakter, stiller Gelehrter, zielbewußter Forscher und rastloser Arbeiter suchte er, vielfach in eigenen selbsterdachten Arbeitsmethoden, seine Ziele zu erreichen; wir sehen bei Betrachtung seiner Lebensarbeit bei ihm in erster Linie die glückliche Vereinigung von wissenschaftlicher und praktischer Tätigkeit, die ihm seine hervorragende Stellung schuf und sein Wirken als vorbildlich für alle späteren erscheinen läßt.

Leppla begann seine Laufbahn als schlichter Feldgeologe. Hierfür befähigten ihn in erster Linie seine Liebe zur Natur, zur stillen Arbeit des in einsamen Gegenden monatelang auf sich selbst angewiesenen Forschers, seine große Anspruchslosigkeit und Bescheidenheit in allen Dingen des persönlichen Lebens. Er hatte weniger Bedürfnis, bei seinen Arbeiten Meinungsaustausch mit andern zu pflegen; er genügte sich selbst.

Äußeren Auszeichnungen war er abhold; er liebte es nicht, in den Vordergrund zu treten und lehnte auch aus diesem Grunde die ihm seinerzeit angebotene Stelle eines Abteilungsdirigenten an der Geologischen Landesanstalt ab.

Sein Streben ging nur dahin, in seinem ureigenen Forschungsgebiet eine autoritative Stellung zu erringen und vor allem, seines engeren Heimatsgebietes bester Kenner zu werden. Beide Ziele hat er voll und ganz erreicht.

Während seiner Tätigkeit bei der bayerischen geologischen Landesuntersuchung war Leppla mit der Untersuchung der Rheinpfalz, speziell des Buntsandsteingebietes und der linksrheinischen Trias beschäftigt, welche Arbeit er im Wesentlichen zum Abschluß brachte. Die Ergebnisse seiner Arbeiten sind in den Blättern Speyer (Nr. 18) und Zweibrücken (Nr. 10) der Geognostischen Karte des Königreichs Bayern 1 : 100000 niedergelegt.

Schon in einer seiner ersten Arbeiten, in welcher er die Lagerung der pfälzischen Trias auseinandersetzte und eine allgemeine Charakteristik der Buntsandsteinstufe für die beiden Muldenflügel gab (über die westpfälzische Moorniederung und das Diluvium) (Nr. 6) beschäftigte sich Leppla mit einer eingehenden Behandlung der Verhältnisse des Diluviums, welches damals noch von der Gebirgsgeologie nur ungern eingehender betrachtet wurde. Dieses Interesse behielt Leppla auch in seinen späteren Arbeiten bei;

gerade die Kenntnis der jüngeren Bildungen schuf ihm die Grundlage für seine umfangreichen praktischen Arbeiten auch im Verbreitungsbereich der jüngeren Schichten.

Eine weitere Arbeit (der Nephelinbasalt von Oberleinleitner (Nr. 8)) wies auf sein anderes Spezialgebiet, das der petrographischen Untersuchung hin.

Die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner bayerischen Feldaufnahmen sind in einer Veröffentlichung über den Buntsandstein im Hardtgebirge niedergelegt (Nr. 7), in der sich Leppla nicht scheute, seine von der Auffassung der geologischen Landesuntersuchung abweichende Ansicht über die Parallelisierung der Schichten, insbesondere des Hauptbuntsandsteins, zu vertreten.

Seine Beobachtungen über die Eruptivbildungen des Archaicums und Paläozoicums bis zur Transgression des Oberrotliegenden, die in vielen Einzelvorkommen meist ohne Zusammenhang aus den Konglomeraten und Sandsteinen auftauchen, hat Leppla in seiner Studie über das Grundgebirge der pfälzischen Nordvogesen (Hardtgebirge) (Nr. 19) behandelt, in welcher die Granite, Gneise, Schiefer, Quarzporphyre und die permischen Eruptivgesteine von basischerem Charakter eingehend erörtert werden.

In seiner Arbeit über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Weststriches gibt er dann ein zusammenfassendes Bild über die Lagerung der Trias in der bayerischen Rheinpfalz und den Bau und die Entstehung der Nordvogesen unter eingehender Behandlung der vorhandenen Störungen im Gebiete der Triasverbreitung von ihrer Auflagerung auf dem Kohlengebirge und Rotliegenden im NW bis zu ihrem Abbruch gegen die Rheinebene längs des Ostabfalles des Hardtgebirges. Die Arbeit enthält wichtige Angaben für die Geologie der Rheinebene und ihrer Randgebirge (Nr. 18).

In den ersten beiden Jahren seiner Tätigkeit an der Preußischen Geologischen Landesanstalt war Leppla an der Herstellung des letzten Blattes der v. Dechen'schen Karte von Rheinland-Westfalen, dem Blatte Waldeck-Cassel (1 : 80000) beteiligt, welches 1889 zum Abschluß gebracht wurde. Er hatte hierbei Gelegenheit, die Zechsteinformation und den Buntsandstein am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges zu bearbeiten.

Von 1890 ab war er im Nahegebiet tätig, wo er zunächst auf den Blättern Buhlenberg, Notfelden, Freisen und Ottweiler, 1891 auf Birkenfeld, Obernstein, Kirn und Baumholder die Revision des Eruptivgesteins- und zugehörigen Sedimentgebiete des Rotliegenden durchführte; 1892 wurde das Blatt Thal-Lichtenberg bearbeitet; 1893 hat er Blatt Oberstein beendet, desgl. die Blätter Morscheid und Hottenbach revidiert, die er mit den Blättern Buhlenberg und Sohren 1894 und 1895 zum Abschluß brachte. Außer in seinen Aufnahmeberichten hat Leppla die Ergebnisse seiner Untersuchungen in einer Arbeit über die oberpermischen Eruptivgesteine im Südostflügel des pfälzischen Sattels (Nr. 21) und in einem Aufsatz »Zur Geologie des linksrheinischen Schiefergebirges« (Nr. 28) behandelt. Seine Unter-

suchungsergebnisse im Bereiche der jüngeren Schichten sind in Aufsätzen über Schuttbildungen im Bereich des Taunusquarzites (Nr. 24) und über das Vorkommen natürlicher Quellen in den pfälzischen Nordvogesen (Nr. 23) und zur Lößfrage (Nr. 12) niedergelegt. Leppla's Untersuchungen im Nahe- und Hunsrückgebiet wurden 1893 und 1894 durch längere Arbeiten im Interesse des Ausschusses zur Untersuchung der Wasserverhältnisse in den der Überschwemmungsgefahr besonders ausgesetzten Flußgebieten unterbrochen, die ihn nach Schlesien in die Grafschaft Glatz in das Quellgebiet der Glatzer Neiße führten.

Leppla hat über diese Untersuchungen in einer umfangreichen Abhandlung »Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße« (Nr. 42) berichtet.

Die tatsächlichen Beobachtungen stellt er in den Vordergrund. Die geologische Übersichtskarte, im Maßstabe 1 : 50000 veröffentlicht, bringt zum ersten Male die Angabe über den Verlauf der zahlreichen Störungen. Völlig neu sind, den Zwecken der gestellten Aufgabe entsprechend, die quartären Gebiete und Bildungen behandelt und die sich aus ihnen ergebenden allgemeinen Schlußfolgerungen über die Gestaltung und Entstehung der Oberfläche unter der Einwirkung des fließenden Wassers auf den Boden und die Mechanik der Vorgänge.

Von mehr als örtlicher Bedeutung ist die Gliederung der Talsohle im Bereich der Hauptflüsse und ihrer sämtlichen Nebentäler, die einzeln erschöpfend beschrieben werden unter Beibringung aller zur Beurteilung der Gefällzahlen, der Größe des Niederschlagsgebietes, der Korngröße der Gerölle und der Menge des abfließenden Niedrigwassers bedeutungsvollen Ziffern. Auch die Durchlässigkeit und Quellbildung der einzelnen Gebiete wird eingehend erörtert und schließlich nimmt Leppla nach den gewonnenen Erfahrungen auch zu den Aufgaben einer zukünftigen Hochwasserverhütung persönlich Stellung. Außer der geologischen Übersichtskarte ist der Arbeit eine hydrographische Karte und eine Höhenschichtenkarte 1 : 100000 beigegeben.

Dieses Werk hat überall gebührende Beachtung gefunden.

Von 1895 ab begannen nach längeren Revisionsreisen im Gebiet des Hunsrücks, der Mosel und der Eifel bis zum Hohen Venn Leppla's Untersuchungen am Südrande des Saarbrücker Steinkohlengebietes, das ihn dann viele Jahre hindurch beschäftigte (vgl. seine Aufsätze über Störungserscheinungen und Epochen in der Geschichte des Saar-Nahe-Gebietes (Nr. 29), der südliche Hauptsprung zwischen Saarbrücken und Neunkirchen (Nr. 31). Ist das Saarbrücker Steinkohlengebirge von SO her auf Rotliegendes aufgeschoben? (Nr. 58). Die Ausdehnung des Carbons im Süden des Rheinischen Schiefergebirges (Nr. 55); in einer »Geologischen Skizze des Saarbrücker Kohlengebirges« (Nr. 52) ist eine übersichtliche Darstellung des gesamten Gebietes gegeben.

1896 und 1897 arbeitete Leppla im Moselgebiet auf den Blättern Bernkastel, Wittlich und Neumagen, die 1898 mit den Blättern Morbach und Hottenbach druckfertig hergestellt wurden.

Anderweitige Aufgaben im Flußgebiete der Oder in Schlesien führten ihn zu Untersuchungen im nördlichen Vorlande des Riesen-

gebirges (Nr. 32). In seinem engeren Arbeitsgebiet setzte Leppla 1899 seine Arbeiten auf Blatt Preßberg und Rüdesheim fort (neben geologisch-agronomischen Domänen-Untersuchungen); er begann 1900 außerdem mit v. Reinach die Aufnahme des Blattes Homburg und führte mit Wahnschaffe die geologisch-agronomische Untersuchung der näheren Umgebung von Geisenheim im Interesse des dortigen Obst- und Weinbaues zu Ende (Nr. 45). 1901 wurden die Blätter Algenroth und Caub angeschlossen, wiederum projektierte Stauanlagen im schlesischen Odergebiet untersucht und die Grundwasserverhältnisse einiger Gemeinden im Kreise Malmedy und Montjoie und in der Umgegend von Saarbrücken festgestellt.

Diesen Untersuchungen schlossen sich in den nächsten 3 Jahren umfangreiche Wasserversorgungsarbeiten für die Landgemeinden des Kreises Trier an, ferner Begehungen im Diluvium des Oberen Mains und Mittelrheins; die geologischen Aufnahmearbeiten wurden 1902 und 1903 auf den Blättern Homburg, Wiesbaden und Hochheim fortgesetzt, über deren Ergebnisse Leppla wiederholt berichtete.

1904 arbeitete Leppla auch auf den Blättern Dresburg und Neuerburg in der Rheinprovinz und stellte in Thüringen mit einem Beamten der Landesanstalt für Gewässerkunde Studien über die Abflußmengen der Meteorwasser an.

1905—1907 wurden das von Grebe begonnene Blatt Waxweiler in der südlichen Eifel und Blatt Killburg bearbeitet und fertiggestellt, in Hessen-Nassau das Blatt Rödelheim-Höchst revidiert, die Taunusblätter Eltville und Wiesbaden in Angriff genommen.

Die späteren geologischen Aufnahmen erfuhren häufige längere Unterbrechungen, sowohl durch den Weltkrieg als auch durch andere Arbeiten, so daß sich nunmehr die Fertigstellung der verschiedenen in Angriff genommenen Blätter auf einen längeren Zeitraum erstreckt.

Das alte Unterdevon des früheren Blattes Feldberg, jetzt Oberreifenberg, wurde 1911 bearbeitet, Wiesbaden, Hochheim und Königstein wurden 1919, Homburg und Eltville 1920 abgeschlossen (vgl. Nr. 68: Zur Geologie von Homburg von der Höhe); zuletzt arbeitete Leppla auf Blatt Wehen.

In der Zwischenzeit veröffentlichte Leppla mehrfach Berichte über die Aufnahmeergebnisse und faßte in einer Arbeit über das Diluvium der Mosel seine auf Grund seiner 30jährigen Untersuchungen im Mosel-, Rhein- und Nahetal über die Gliederung der diluvialen Ablagerungen gewonnenen Auffassungen zusammen (Nr. 65).

Einen erheblichen Teil seiner Arbeitszeit mußte Leppla in den letzten 20 Jahren auf die beiden ihm übertragenen geologischen Übersichtskarten 1 : 200000 Trier-Mettendorf und Mainz verwenden. Die dazu erforderlichen Begehungen und Revisionen der älteren Spezialkarte zur Erzielung einer übereinstimmenden Auffassung der älteren Aufnahmeergebnisse mit den neueren Ansichten erforderten eine weite Ausdehnung und großen Umfang. Das Blatt Trier-Mettendorf ist im wesentlichen eine Verkleinerung der geologischen Spezialkarten von Leppla, Grebe und van Werwecke. Die preußischen Karten wur-

den 1905—1914 überprüft und ergänzt. Die Abänderungen betreffen das Unterdevon des Hochwaldes und Idarwaldes, den Devonkeil der Trierer Triasmulde, die Grabensenke von Wittlich und das Unterdevon des Ösling.

Blatt Mainz beruht auf Leppla's Übersichtsaufnahmen aus den Jahren 1910—1916 im Nahegebiet, im Soonwald und Hunsrück; der bayerische Anteil stützt sich auf Blatt Donnersberg der 100000-teiligen geologischen Karte von Bayern, der rheinhessische auf die Lepsius'sche Karte des Mainzer Beckens.

Der bisher dem Unterdevon zugerechnete Schiefergebirgsanteil am Südfuß des Soonwaldes wird nunmehr als Vordevon aufgefaßt, die Schiefer und Quarzite im Süden der Taunusquarzite am Soonwald als Hunsrückschiefer und oberer Taunusquarzit, so daß der Nordrand der vordevonischen Schichten zur streichenden Störung wird. Im Unterdevon sind die Mulden- und Sattellinien im Hunsrückschiefer wiedergegeben; neben den streichenden Verwerfungen und älteren aufgefalteten vordevonischen Verquarzungen spielen Querstörungen mit Quarzquergängen zwischen Ober-Rotliegendem und Oligocän eine Rolle; auf Seitenpressungen weisen weitere Quermuldungen hin. Im Unterdevon sind sowohl gefaltete vorvaristische wie unveränderte nachvaristische Eruptiva vorhanden. Die noch zum Carbon gestellten Ottweiler Schichten können nach Leppla auch jüngeren Alters sein. Die Söterner Schichten des Rotliegenden werden zum Oberrotliegenden gestellt. Der untere Buntsandstein der Nordvogesen steht den Kreuznacher Schichten der Oberrotliegenden sehr nahe, wahrscheinlich ist er mit diesen ident.

Gegen Saar und Mosel zu greifen Mittlerer, in der Südeifel Oberer Buntsandstein über. Klippen aus Taunusquarzit ragen bis in den unteren und mittleren Muschelkalk am Südrand des Blattes Trier-Mettendorf hindurch. Oligocän und Miocän erscheinen in ihrer Verbreitung gegenüber den Darstellungen auf den Spezialkarten verringert.

Auch mit vorbereitenden Untersuchungen zur Herausgabe des Blattes Koblenz 1 : 200000 ist Leppla längere Zeit beschäftigt gewesen.

Zusammenfassend können wir über die letzten Jahre seiner geologischen Aufnahmetätigkeit Folgendes sagen[1]):

»Seit dem Ende der neunziger Jahre war die Hauptaufgabe die geologische Spezialaufnahme des rechtsrheinischen Taunus. Die Einleitung zu diesen Arbeiten hatte die Kartierung des Blattes Preßberg-Rüdesheim gegeben, bei der er Gelegenheit hatte, in den günstigen Aufschlüssen des Rheintales sich einen gründlichen Einblick in die Stratigraphie und Tektonik zu verschaffen. Hier wurde der Grund zu seiner späteren Einteilung der unterdevonischen Schichten im Taunus gelegt, die er bei den weiteren Aufnahmen beibehalten und ausgebaut hat. Die Aufschlüsse im Rheintal, die ihm durch den unmittelbaren Einblick in die Lagerungsverhältnisse bei seiner kritischen

[1]) Die nachfolgenden zwei Absätze hat Herr Schlossmacher geschrieben.

und vorsichtigen Arbeitsweise die nötige Sicherheit gaben, ermöglichten ihm, die Abtrennung der Hermeskeilschichten und eine Zweiteilung des Taunusquarzites durchzuführen. Die Schuttbildungen und Verlehmungen der Schiefergesteine am Abhang des Rheintales stellte er sorgfältig dar und vermied es, über die Unterlage irgend welche Annahmen auf die Karte zu bringen. Dies entsprach ganz seiner Abneigung, mehr zu sagen, als er sicher wußte. Die Aufnahme der weiteren Taunusblätter, von denen zunächst Homburg folgte, brachten ihm außer der vertieften Kenntnis des Devons noch die Beschäftigung mit den kristallinen Gesteinen des Südrandes und den Tertiär- und Diluvialbildungen des Abfalles nach dem Main- und Rheintal. Die Gliederung des Unterdevons wurde erweitert durch die Auffindung und Verfolgung geröllführender Schichten an der Basis des Gédinnien. Für die Deutung der kristallinen Schiefer war es Leppla von vornherein klar, daß nur eine eingehende petrographische Untersuchung imstande sei, die genetischen Fragen, die auf der Karte zum Ausdruck kommen sollten, zu lösen. Daher suchte er in gemeinschaftlicher Arbeit mit einem petrographisch gerichteten Fachgenossen in die Probleme einzudringen und war unermüdlich bemüht, soviel Beobachtungsmaterial als nur möglich zusammen zu tragen. Sein reges petrographisches Interesse veranlaßte ihn, sich mit den gangförmig auftretenden Basalten und Minetten durch mikroskopische Studien zu beschäftigen. Die jüngeren Formationen, Tertiär und Diluvium, wurden neben dem alten Gebirge durchaus nicht vernachlässigt. Eingehende Studien widmete er der Gliederung des Terrassendiluviums, ein Gegenstand, für den er durch ähnliche Arbeiten an der Saar, Mosel, Nahe und Rhein bereits reiche Erfahrungen und neue Gesichtspunkte gesammelt hatte.Es wurde in fünf Talstufen gegliedert: 1. jüngste Talstufe (Kastel, Raunheim), 2. jüngere Talstufe (Schierstein, Kelsterbach). Beide wurden parallelisiert mit der unteren Terrassengruppe des engeren Rheintales. 3. mittlere Talstufe (Mosbach, Kriftel, Biebrich); 4. ältere Talstufe (Wiesbaden). Beide entsprechen der mittleren Terrassengruppe des engeren Rheintales. 5. Die älteste Talstufe (Diedenbergen), analog der oberen Terrassengruppe im Rheintal. Die enge Zusammenarbeit mit den hessischen Geologen im Tertiär und Diluvium führte zur Übereinstimmung in den Auffassungen und zur Durchführung einer einheitlichen Gliederung.

Mitten aus der Arbeit an seinen Taunusblättern wurde Leppla durch den Tod herausgerissen. Die Auflage von Wiesbaden, Hochheim und Königstein hatte er noch selbst in den letzten Jahren erlebt. Die übrigen Blätter, Homburg, Wehen, Eltville sowie der Gédinnien- und Taunusquarzitanteil der Blätter Oberreifenberg und Langenschwalbach waren so gut wie fertig aufgenommen. Es waren noch einige Revisionsarbeiten und die Abfassung der Erläuterungen übrig. Leppla's Freunde haben sich um seinen Nachlaß gekümmert und es wird keine Schwierigkeiten machen, aus seinen Blättern und Notizen das nötige Material zu entnehmen, um in seinem Sinne sein Werk zu vollenden.«

Hat Leppla schon durch seine wissenschaftliche Tätigkeit als Feldgeologe sich hervorragende Verdienste erworben, so hat er, wie man wohl sagen darf, noch Bedeutenderes als praktischer Geologe geleistet.

Mit unermüdlicher Sorgfalt sammelte er für sich alle Nachrichten aus der Tagespresse und Literatur, die er nicht nur systematisch aufbewahrte, sondern auch, soweit es möglich war, kartographisch festlegte. Ebenso behandelte er jede eigene Beobachtung im Felde, auch die gelegentlich gemachten. So schuf er für seine eigenen Arbeiten einen für alle Fragen der praktischen Geologie stets brauchbaren literarischen Fundus.

Leider hat er über seine praktisch-geologischen Arbeiten verhältnismäßig wenig veröffentlicht, aber unsere Archive sind jetzt von seinen zahlreichen einschlägigen Berichten und Begutachtungen über fast alle Fragen der praktischen Geologie erfüllt. Es ist ganz unmöglich, hier diese Arbeiten im einzelnen aufzuführen und zu würdigen, nur das Wichtigste sei hervorgehoben.

Zunächst seine Betätigung bei der Untersuchung des Saarbrücker Kohlengebirges und seiner weiteren Umgebung, seine zahlreichen Untersuchungen über die Tiefbohrungen hier und in Lothringen; dann seine Begutachtungen von Vorkommen aller Art nutzbarer Gesteine, unter denen die über die italienischen Leucit-Vorkommen in der Umgebung von Rom und Neapel besonders zu nennen sind. Hauptsächlich beschäftigte er sich mit allen Fragen zur Prüfung der natürlichen Baugesteine (Nr. 36), deren Wetterbeständigkeit usw. (vgl. Nr. 36), dem Sonnenbrand der Basalte (Nr. 44).

Er gehörte dem Deutschen Verband für die Materialprüfung der Technik, dann dem Preisgericht über ein Preisausschreiben des Ministers der öffentlichen Arbeiten betr. die chemischen Vorgänge beim Erhärten der hydraulischen Bindemittel an und wurde ständig als Berater und Begutachter von den einschlägigen Behörden herangezogen.

Es war bereits erwähnt, daß Leppla sich mit besonderem Interesse den jüngeren Bildungen widmete, insbesondere dem Studium der Wasserführung des Bodens und allen damit zusammenhängenden Erscheinungen. So wurde er in hervorragendem Maße zur Begutachtung aller Wasserversorgungsfragen befähigt. Seine Arbeiten zur Wasserversorgung der Landgemeinden des Regierungsbezirkes Trier wurden bereits erwähnt. Zahlreiche andere Gutachten über Wasserbeschaffungsmöglichkeiten liegen von ihm für andere Ortschaften seines Arbeitsgebietes vor, die seinen stets bereitwilligst erteilten Rat nachgesucht hatten. Bemerkenswert sind seine Arbeiten über künstliche Quellenspeisung, über Wasserkräfte (Nr. 70), über das Vorkommen von Quellen in den pfälzischen Nordvogesen (Nr. 23). Es war ganz selbstverständlich, daß Leppla sich auch eingehend mit den zahlreichen Heilquellen seiner Heimat befaßte, z. B. Aachen, Bad Weilbach, Wiesbaden und auch zu allgemeinen balneologischen Fragen vom Standpunkt der Geologen Stellung nahm (Nr. 66).

Seine besondere Kenntnis der Baugesteine und der Wasserbewe-

gung im Boden befähigten Leppla schließlich in hervorragender Weise bei seiner praktischen Tätigkeit als Gutachter in Talsperrenfragen. Hier ist Leppla eine Autorität ersten Ranges geworden und es dürfte im Laufe der letzten 25 Jahre kaum ein Talsperrenobjekt gegeben haben, an dessen Ausgestaltung Leppla nicht entscheidend mitgewirkt hat. Unsere Archive enthalten mehr als 100 Gutachten über Talsperren und Staumauern in allen Teilen Deuschlands, insbesondere aus Schlesien, Thüringen und dem westlichen Deutschland. Sie bilden eine unerschöpfliche Grundlage für weitere Arbeiten der jüngeren Kollegen und bieten eine Fülle von Erfahrungstatsachen und belehrenden Anregungen allgemeiner Art (vgl. Nr. 63, die geologischen Vorbedingungen der Stauanlagen).

Leppla's persönliches Streben ging weiterhin auch dahin, der beste geologische Kenner seiner engeren Heimat zu werden und dieser alle seine Erfahrungen der modernen geologischen Tätigkeit in umfangreichem Maße zukommen zu lassen.

Von diesem Gesichtspunkte aus ist sein dringender, immer wiederholter Wunsch zu verstehen, auch seinen Wohnsitz dauernd in Nassau behalten zu dürfen, um sich jede freie Stunde diesen seinen Lieblingsaufgaben widmen zu können.

So wurde er der Schöpfer der neuen mineralogischen Sammlung in dem Wiesbadener Museum, die als Schau- und Studiumsammlung 1920 der öffentlichen Benutzung übergeben werden konnte, und an deren Ausbau zu einem heimatkundlichen Landesmuseum er bis an sein Lebensende unentwegt tätig war.

Er übertrug das Vorbild, welches er in Berlin bei seiner Behörde in den Plänen und bei der Errichtung des großen neuartigen Museums für angewandte Geologie kennen gelernt hatte, auf die heimatliche Gegend und beabsichtigte, auch hier in übersichtlicher Weise alles das zur Darstellung zu bringen, was die Geologie der Heimat, was deren Gesteine und Lagerungsverhältnisse für den Bergbau, die Verwertung der Gesteine in allen Zweigen des öffentlichen technischen Lebens, für die unterirdische Wasserbeschaffung, für die Mineralquellen und deren Schutz vor Beeinträchtungen bedeutete und wie vielseitig ihre Verwendung für Hoch-, Tief-, Wasser- und Eisenbahnbau sei.

Diese Aufgabe ist nun unvollendet geblieben; die Wege für ihre Lösung sind genau vorgezeichnet, sein Werk kann und wird vollendet werden.

Auch durch Vorträge hat sich Leppla als langjähriges Mitglied des Nassauischen Vereins für Naturkunde, dessen Vorstandsmitglied er seit 1915, dessen Vorsitzender er seit 1920 war, große Verdienste erworben, sowohl in den wissenschaftlichen Sitzungen des Vereins, wie auch in zahlreichen von ihm geleiteten geologischen Ausflügen, auf denen er die Teilnehmer in die geologische Kenntnis der Heimat einzuführen bestrebt war.

Selten hat der Tod Jemanden so mitten aus intensivster Arbeit, vor Vollendung wichtiger Aufgaben abberufen wie Leppla. Niemand

wußte etwas Näheres von seiner Krankheit, die ihn überraschend auf ein schweres Krankenlager warf, von dem er sich nicht mehr erheben konnte.

Leppla hatte sich nach dem Tode seiner ihm am 5. November 1895 angetrauten ersten Gattin, einer Schweizerin, mit deren Schwester 1921 vermählt, die mit zwei Kindern aus der ersten Ehe, einem Sohn und einer Tochter, den Verstorbenen betrauern.

Die Geologische Landesanstalt wird das Andenken an den schlichten, ernsten Forscher, den liebenswürdigen stets hilfsbereiten Menschen, eingedenk seiner großen Verdienste, immer in Ehren halten.

Michael.

Veröffentlichungen

Schriften

1. 1882. Der Remigiusberg bei Cusel. Mit Taf. 5. (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal, Jg. 1882, Bd. 2, Abh. S. 101—138.) Dissertation, Freiburg 1882.
2. 1882. Der Mineral- und Gesteinsreichtum der Pfalz. Ludwigshafen 1882. 12 S.
3. 1882. Die mineralogische und geologische Literatur der Pfalz seit 1820. (40.—42. Jahresber. d. Pollichia f. 1882—1884.)
4. 1882/83. Zur Kenntnis des Limburgits von Forst. (41.—42. Jahresber. d. Pollichia, S. 54—58.)
5. 1885. Die geognostische Untersuchung Bayerns. Eine Anregung. Wissenschaftl. Beilage d. Allg. Ztg.
6. 1886. Die westpfälzische Moorniederung (das Gebrüch) und das Diluvium. Mit 1 Taf. (Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. d. Kgl. bayr. Akad. d. Wissensch , Bd. 16, 1886, S. 137—182.)
7. 1888. Über den Buntsandstein im Hardtgebirge (Nordvogesen). (Geognost. Jahresh., Jg. 1, 1888, S. 39—64.)
8. 1888. Leppla, A. und Schwager, A., Der Nephelinbasalt von Oberleinleiter. (Geognost. Jahresh., Jg. 1, 1888, S. 65—74.)
9. 1888. Über Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck-Cassel (1 : 80000). (Dies. Jahrb. S. LXXXVI—XCV. Berlin 1889.)
10. 1889. —. (Dies. Jahrb. S. LXV—LXX. Berlin 1892.)
11. 1889. Rotliegendes und Buntsandstein im Hardtgebirge. (Mitt. d. Pollichia, 48. Jahresber., Nr. 3, S 27—48.)
12. 1889 u. 1890. Zur Lößfrage. (Geognost. Jahresh., Bd. 2, 1889, S. 176—187.) (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., 1890, Bd. 2, S. 194—198.)
13. 1890. War das Hardtgebirge in der Diluvialzeit vergletschert? (Globus, 1890, 3 S.)
14. 1890. Über die Zechsteinformation und den unteren Buntsandstein im Waldeckischen. (Dies. Jahrb., Bd. 11, S. 40—82. Berlin 1892.)
15. 1890. Über Aufnahmen an der oberen Nahe im Gebiet der Blätter Birkenfeld, Freisen und Nohfelden. (Dies. Jahrb., Bd. 11, S. LXXII—LXXVI. Berlin 1892.)
16. 1891. Über Aufnahmen im Eruptivgebiet der Blätter Oberstein, Kirn und Baumholder. (Dies. Jahrb., Bd. 12, S. LIII—LIX. Berlin 1893.)
17. 1892. Über Aufnahmen im Eruptivgebiet der Blätter Thal-Lichtenberg und Baumholder. (Dies. Jahrb., Bd. 13, S. L—LIV. Berlin 1893.)
18. 1892. Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches. Hierzu Taf. IV u. V. (Dies. Jahrb., Bd. 13, S. 23—90. Berlin 1893.)
19. 1892. Über das Grundgebirge der pfälzischen Nordvogesen (Hardtgebirge). Mit Taf. 23. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 94, 1892, Abh. S. 400—438.)
20. 1892. Was ist Ober-Rotliegendes? (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal, Jg. 1832, Bd. 2. Briefl. Mitt., S. 78—83.)
21. 1893. Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO-Flügel des pfälzischen Sattels. (Dies. Jahrb., Bd. 14, S. 134—157. Berlin 1894.)

22. 1893. Über die Lagerungsform der Remigiusberger Eruptivgesteine. (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1893, Bd. 1. Briefl. Mitt., S. 134—137.)
23. 1893. Über das Vorkommen natürlicher Quellen in den pfälzischen Nordvogesen (Hardtgebirge). (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 1893, Heft 3, S. 100—112.)
24. 1894. Über Schuttbildungen im Bereich des Taunusquarzits innerhalb der Blätter Morscheid, Oberstein und Buhlenberg. (Dies. Jahrb., Bd. 15, S. XXXVIII—XLV. Berlin 1895.)
25. 1894. Neue Blätter der Geologischen Spezialkarte von Preußen (Bl. Birkenfeld, Nohfelden, Freisen, Ottweiler und St. Wendel). (27. Ber. d. Oberrhein. Geol. Ver., S. 88/89.)
26. 1994. Bericht über die Exkursion nach Albersweiler. (27. Ber. d. Oberrhein. Geol. Ver., S. 14/15, S. 71/72.)
27. 1894. Die geologische Untersuchung des Königreichs Bayern. (Zeitschr. f. prakt. Geol., 1894, S. 1—3.)
28. 1895. Zur Geologie des linksrheinischen Schiefergebirges. (Dies Jahrb., Bd. 16, S. 74—74. Berlin 1896.)
29. 1895. Störungserscheinungen und -Epochen in der Geschichte des Saar-Nahe-Gebietes. (Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., Jg. 52, 1895, 4 S.)
30. 1897. Bericht über die Aufnahme im Bereich der Blätter Neumagen und Wittlich während des Sommers 1897. (Dies. Jahrb., Bd. 18, S. XXXV—XXXIX. Berlin 1898.)
31. 1897. Der südliche Hauptsprung zwischen Saarbrücken und Neunkirchen. (Verhandl. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., Jg. 54, 1897, S. 17—18.)
32. 1898. Über geologische Untersuchungen im Vorlande des Riesengebirges. (Dies. Jahrb., Bd. 19, S. CXXXI—CXXXV. Berlin 1899.)
33. 1898. Geologie und Geographie. Kaiserslautern 1898. S. V—XV. Im Westrichführer.
34. 1898. W. von Gümbel †. (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 1898, S. 375—376)
35. 1899. Über meine Aufnahmen im westlichen Rheingau (Blätter Rüdesheim und Preßberg). (Dies. Jahrb., Bd. 20, S. LXXVI—LXXXIV. Berlin 1900.)
36. 1899. Die Prüfung der natürlichen Baugesteine. Stuttgart. Baumaterialienkunde, Heft 3, Jg. 1899.
37. 1899. Referat über: Geognostische Karte des Königreichs Bayern. Blatt 18. Speyer. 1 : 100000. (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 1899, S. 182—183.)
38. 1899. Referat über: Hanamann, Jos., Die chemische Beschaffenheit der fließenden Gewässer Böhmens. I, II. Aus: Archiv d. naturwiss. Landesdurchforsch. v. Böhmen. Bd. 9, 10. 1894, 1898 (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 1899, S. 183—184.)
39. 1899. Referat über: Schwager, Adolf, Hydrochemische Untersuchungen oberbayerischer Seen. Aus: Geognost. Jahresh. 1897, Bd. 10. (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 1899, S. 186.)
40. 1900. Bildung des Rheindurchbruches zwischen Bingen und Lorch. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 52, 1900; Verhandl., S. 79—80.)
41. 1900. Briefl. Mitt. über: O. Hermann, Prüfung der natürlichen Baugesteine. (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 8, 1900, S 44—45.)
42. 1900. Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße (oberhalb der Steinemündung). Mit 7 Taf. (Kart. u. Prof.) u. 3 Textfig. 1900. (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 32.)
43. 1901. Das Bohrloch von Dittweiler am Höcherberg. 2 S.
44. 1901. Über den sogen. Sonnenbrand der Basalte. (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 9, 1901, S. 170—176.)
45. 1901. Leppla, A. u. Wahnschaffe, F., Geologisch-agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim am Rhein. II, III. 1901. (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad., N. F., Heft 35.)
46. 1902. Die Tiefbohrungen am Potzberg in der Rheinpfalz. (Dies. Jahrb., Bd. 23, S. 342—357. Berlin 1905.)
47. 1902. Bericht über seine Aufnahmen im Unterdevon des Rheinthales auf den Blättern Kaub, Preßberg und Algenrieth. (Dies. Jahrb., Bd. 23, S. 551—554. Berlin 1905.)
48. 1902. Asphalt im Melaphyr von Lauterecken. (Naturwiss. Wochenschr. 1902, S. 574.)
49. 1902. Geologie des Rheingaues. Rüdesheim 1902. 21 S. In: Der Rheingaukreis in den Jahren 1891—1900.

50. 1903. Heinrich Grebe †. (Dies. Jahrb., Bd. 24, S. 813—819. Berlin 1907.)
51. 1904. Bericht über die Aufnahme der Blätter Hochheim und Wiesbaden. (Dies. Jahrb., Bd. 25, S. 585—590. Berlin 1907.)
52. 1904. Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Berlin 1904. 57 S. Aus: Festschr. z. 9. Allg. Deutsch. Bergmannstage: Der Steinkohlenbergbau des Preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken.
53. 1904. Die Bildsamkeit (Plastizität) des Tones. 2 S (Baumaterialienkunde, Jg. 9, 1904, Heft 8)
54. 1905. Albert von Reinach †. (Dies. Jahrb., Bd. 26, S. 663—675. Berlin 1908.)
55. 1905. Die Ausdehnung des Carbons im Süden des Rheinischen Schiefergebirges. (Bericht über den 9. Allg. Deutsch. Bergmannstag zu St. Johann-Saarbrücken vom 7. bis 10. Sept. 1904, S. 55—58.)
56. 1906. Zur Frage des gsazialen Stausees im Neißetal. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 58, 1906, Monatsber., S. 111—114.)
57. 1906. Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft vor der Versammlung in Coblenz. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol Ges., Bd. 58, 1906, Monatsber., S. 254.)
58. 1907. Ist das Saarbrücker Steinkohlengebirge von SO her auf Rotliegendes aufgeschoben? (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 59, 1907, Monatsber., S. 90—95.)
59. 1907. Geologische Übersicht über die Umgebung Idars. In: Führer durch Idar und Umgebung.
60. 1908. Bericht über Ergänzungsarbeiten im Bereich des Hochwaldes, Blätter Hermeskeil, Wadern, Losheim, Schillingen (Kell) und Freudenberg. (Dies. Jahrb., Bd. 29, T. II, S. 441—443. Berlin 1912)
61. 1908. Bericht über Aufnahmen auf Blatt Wiesbaden. (Dies. Jahrb., Bd. 20, T. II, S. 443—444. Berlin 1912.)
62. 1908. Bericht über Aufnahmen auf Blatt Eltville. (Dies. Jahrb., Bd. 29, T. II, S. 445—447. Berlin 1912.)
63. 1908. Geologische Vorbedingungen der Staubecken. Berlin 1908. 12 S Aus: Zentralblatt f. Wasserbau u. Wasserwirtschaft, Jg. 3, 1908.
64. 1910. Bericht über Aufnahmen im Sommer 1909 und im Sommer 1910 auf Blatt Homburg v. d. Höhe. (Dies. Jahrb., Bd. 31, T. II, S. 458—464. Berlin 1910.)
65. 1910. Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. (Dies. Jahrb., Bd. 31, T. II, S. 343—376. Berlin 1910.)
66. 1910. Die praktische Bedeutung der Geologie für die Balneologie. Vortrag, gehalten auf der 31. Versammlung der Balneologischen Gesellschaft in Berlin 1910. (Mediz. Klinik 1910, Nr. 19, 53)
67. 1910. Geologie und Oberflächengestaltung des Hunsrücks und Hochwaldes. 21 S. Aus: Hochwald u. Hunsrückführer. 8. Aufl., 1910.
68. 1911. Zur Geologie von Homburg v. d. H. Mit 3 Fig. (Dies. Jahrb., Bd. 32, T. I, S. 92—108. Berlin 1913.)
69. 1911. Bericht über die Aufnahmen des Feldberg-Altkönig-Gebietes des Blattes Obereifenberg. (Dies. Jahrb., Bd. 32, T. II, S. 435—437. Berlin 1913.)
70. 1912. Gutachten für die Anlage der Sammelbecken in: Sympher, Künstliche Quellenspeisung. (Zentralbl. der Bauverwalt., Jg. 32, 1912, S. 296—300.)
71. 1913. Bericht über die Fortsetzung der Aufnahmen auf Blatt Königstein. (Dies. Jahrb, Bd. 34, T. II, S. 588—589. Berlin 1915.
72. 1913. Die Bedeutung des Sonnenbrandes der Basalte für den Tiefbau. (Der Steinbruch, Bd 8, 1913, S. 256—257.)
73. 1915. Übersichtsaufnahme im Soonwald im Sommer 1915. (Dies. Jahrb., Bd. 36, T. II, S. 440—442. Berlin 1917.)
Desgl. im Sommer 1914. (Dies Jahrb, Bd. 36, T. II, S. 564—567. Berlin 1917.)
74. 1916. Bericht über Vordevon, Oberrotliegendes, Tertiär und Diluvium auf Blatt Königstein. (Dies. Jahrb., Bd. 37, T. II, S. 479—482. Berlin 1918.)
75. 1916. Über die Koblenzschichten in der Südeifel und an der Mosel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, Monatsber., S. 2—5.
76. 1917. Die Geologie in Belgien. (Der Belfried, Jg. 2, Heft 3, S. 135—143.)
77. 1917. Binz, A., Leppla, A. und Schwappach, A., Waldbestände und Wasserkräfte. Braunschweig 1917. Mit 1 Karte. 63 S. (Die Rohstoffe des Wirtschaftsgebietes zwischen Nordsee u. Persisch. Golf. II.)

78. 1919. Bericht über die geologische Spezialaufnahme des Blattes Königstein im Sommer 1919. (Dies. Jahrb., Bd. 40, T. II, S. XXXI—XXXIX. Berlin 1922.)
79. 1920. Ein basaltisches Gestein von Pronsfeld (Eifel). (Jahrbücher d. Nassauisch. Ver. f. Naturkunde, Jg. 72, 1920, S. 22—25.)
80. 1920. Bericht über Neuaufnahmen auf Blatt Königstein. (Dies. Jahrb., Bd. 41. T. II, S. LXXXI—LXXXII. Berlin 1922.)
81. 1920. Bericht über Neuaufnahmen auf Blatt Wehen (früher Platte). (Dies. Jahrb., Bd. 41, T. II, S. LXXXII. Berlin 1922.)
82. 1823. Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Begleitworte zu den Blättern Trier-Mettendorf und Mainz. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 75, 1923, Monatsber., S. 80—87.)
83. 1924. Die geologischen Voraussetzungen für die Errichtung von Talsperren in Deutschland und die Durchführung geologischer Vorarbeiten bei ihrer Planung. (Deutsche Wasserwirtschaft 1924, Nr. 2, S. 55—58.)
84.[1]) Tektonik und Stratigraphie des Taunus im Gebiet des Blattes Wehen (Platte) nördlich Wiesbaden. Dies. Jahrb. f. 1924.
85.[1]) Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Soonwaldes. Dies. Jahrb. f. 1924.
86.[1]) Beitrag zur Kenntnis des Taunusbasalts. Mitt. d. Abt. f. Erz-, Salz- u. Gesteinsmikroskopie.
87.[1]) Beitrag zur Kenntnis der Minetten im Vordertaunus. Mitt. d. Abt. f. Erz-, Salz- u. Gesteinsmikr.

Karten

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25000

1893.	Blatt Birkenfeld. Erl. 1894	Lfg.	46
»	Nohfelden. Von Rolle, Grebe und Leppla. Erl. von Leppla. 1894	»	»
»	Freisen. » » » » » » » » »	»	»
»	Ottweiler. » » und Grebe. » » » »	»	»
»	St. Wendel. » » » » » » » »	»	»
1898.	» Oberstein. Mit Erl.	Lfg.	63
»	Schönberg. Von Grebe und Leppla. Erl. von Leppla	»	»
»	Buhlenberg. » » » » » » »	»	»
»	Merscheid. » » » » » » »	»	»
1900.	» Berncastel. Erl. 1901	Lfg.	79
»	Morbach. » »	»	»
»	Neumagen. » »	»	»
»	Wittlich. » »	»	»
»	Sohren. Von Grebe und Leppla. Erl. von Leppla. 1901	»	»
»	Hottenbach. » » » » » » »	»	»
1908.	» Dasburg-Neuerburg. Mit Erl.	Lfg.	78
»	Kilburg. » »	»	»
»	Waxweiler. » »	»	»
1903.	» Preßberg-Rüdesheim. Erl. 1904	Lfg.	111
»	Algenroth. Von Holzapfel und Leppla. Erl. von Leppla. 1904	»	»
»	Caub. » » » » » » »	»	»
1922.	» Königstein a. Taunus. 2. Ausg. Erl. 1924	Lfg.	15
»	Wiesbaden-Kastel. » » » 1923	»	»
»	Hochheim-Raunheim. » » » »	»	»

Geologische Übersichtskarte von Deutschland. Abt. Preußen. 1 : 200000.
1919. Blatt Trier-Mettendorf.
1921. » Mainz.

Geologische Übersichtskarte des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße (oberhalb der Steinemündung) 1 : 50000. 1900. (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 32. 1900.)

Geologische Karte der Umgebung von Geisenheim a. Rh. 1 : 10000. 1901. (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 35. 1901.)

[1]) Aus dem Nachlaß für den Druck vorbereitet von Schlossmacher.

Sach-Register

Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind fett gedruckt

Seite

A.

Abkühlungsvorgang 464
Abscheerungen 237
Abscheerungsdecke 243, 244
Absicherungsdiskordanz 247
Achat 34, 65
Achatblasen 464, 481
Achatgeneration 455
Achatkugeln 457
Acmaea? parvula n. sp. 429
Acrodus lateralis 54
Adsorbierte Durchtränkungssubstanz 109
Aganides acutus 527, 534
» *carinatus* 527, 537
» *Gürichi* 527, 532
» *infracarbonicus* . . 504, 527, 533
» *intermedius* 527, 532
» *ornatissimus* 527
» *prorsus* 527, 533
» *varicosus* 527, 533
Alaunschiefer des Culms 289
Alethopteris conferta 26
Algenähnliche Reste 7
Alluviale Erosion 323
Alpinotype Faltungsvorgänge . . . 247
Altenbürener Verwerfung . . 479, 481
Älteres Quartär. 67
Ältestes Diluvium 63
Ammonides angulatus 60
» *planorbis* 59
Amm. camuonti 137
» *Julii* 137
Anatas 461, 481
Anarcestes lateseptatus 223
Änderungen der Flußläufe 75
Anomopteris wonglotti 49
Anoplophora 51
» *Lettica* 55
Anoplophorassandstein 309
Anoplotheca venusta 11

Seite

Ansaugung 479, 481
Anthracoceras aegiranum . . 504, 529, 562
» *arcuatilobum* . . 529, 560
» *atratum* 529, 539
» *discus* 529, 561
» *vanderbeckei* . 503, 529, 560
Antiquus Fale 627
Anzylushebung 698
Aphyllites fecundus 213
» *jorgensis* 215, 217, 246
Argonit. 452
Argonitstengel 452
Arenberger Schichten 364
Aviculopecten wulfi 11
Arta Fanna 513
Artastufe 512
Artbegrenzung 519
Astarte triasina 51
Asterocalamites scrobiculatus 288
Asturische Faltung. 231
» Gebirgsbildung 233
Aszendierende Lösungen 113
Atrypa redicularis 13
Atyris undata 13
Avicula contorta 59
» *laevicostata* 404
» *lamellosa* 5
cf. » *pectinoides* 618

B.

Bactrites 13
Baculites cnorcianus 623
» sp. 623
Baculatoceras 147
Baltische Dislokationsphase 713
Baltisch-russischer Schild 625
Bandemer Teillobus 321
Basale Schleppschollen 242
Basaltische Gerölle 74
Beckenmoor 319

Seite

Beckenmoore 339
Belemnitella mucronata . . . 611, 623
Belemnites brevis 61
Bellerophon (*Bucaniella*) *dorsocavus* n. sp. . . . 430
» *compressus* 13
» (*Salpingostoma*) *macrostomoides* 429
» (*Salpingostoma*) *subtilistriatus* n. sp. . . 430
» *tribolatus* 11
Bembix de kon. 835
Benneckensteiner Sattel . . . 235, 247
Benneckensteiner Silursattel . . . **229**
Bergisch-sauerländische Oberkoblenz-schichten 388
Bergrutsch 76
Bewegungen auf d. kurischen Nehrung 706
Bewegungsdruck 661
Beyrichia devonica 400
« *montana Spriestersbach n. var confluens* 402
Bicarbonat 111
Bifurcata Zieten 149
Bigolites Hennigi n. sp. 180
» *Lucretius* 178
» *Martinsi* 178
» *Nicolesco* 175
» *Schmiereri* n. sp. 181
Bildsame Tone 66
Biotit 467
Blasenspannung 483
Bleichung von Sandsteinen und Ton-schiefern 360
Bleierze 882
Bleiglanz 55, 58
Blockschutt am Rand d. Luxemburger Sandsteins u. oberen Muschelkalks 86
Bohnerz 56, 66
Bohnerzartige Brauneisenknollen . . 65
Bornischer Horizont 246
Borsäure 473
Botzener Porphyr 477
Bradymorphie 520
Brauneisenerz 55, 66
Brauneisenerzgerölle 70
Brauneisenkies 73
Braunkohlenquarzit 64, 69
Bretonische Faltung . . . 231, 232, 275
Bretonische Phase der varistischen Faltung 301
Brissopuenstes danicus 616
Brolecaintes perfectus 528
» *quinquelobus* 528
» *serpentinus* 528
Bryozoenkalk 612
Buchenauer Schichten 298
Bunte Ebbeschichten 370
Bunter Schiefer 217

Seite

Bunter Taunusphyllit 389
Buntsandstein 38, 39
Burbacher Achse 89

C.

Calceola-Stufe 13
Calamiten 28
Calceola sandalina 856, 857
Caledonische Faltung 227
» Nordkontinent 392
Calciumsulfat 111
Calcitachat 484
Cardiaster anauchitis 616
Carydium Denckmanni n. sp. . . . **416**
» *gregarium* n. var. **415**
Ceratites nodosus 55
Cerithium fenestratum 620
» *Ludewigi* **619**
» *pseudotelescopium* 619
Cerithium-Kalk . . . 610, 611, 612, 613
Cerithium-Kalkgeschiebe . . . 624, 625
Chalcedon **102**, 110
» -Füllungen 455
Chalcedonisierung 475
Chalcedonsphaerolithen . . . 466, 477
Chalcedonpseudomorphose 456
Chemische Konstitution d. Erzlösungen 107
Chemische Verwitterung 107
Chonetes dilatata 11, 13
» *plebeja* 13
» *sarcinulata* 11, 13
» *semiradiata* 11
Coelosmilia cf. excavata 615
Corbula 58
Coronata 149
Conularia montana n. sp. **431**
Ctenocrinus acicularis 11
Crania Ignabergensis 617
Crassatella tricarinata 618
Crinoidenglied 5
Culm 225, 293, 873
Culmgrauwacke . . . 200, 227, 246, 289
» am Hähershorst . . **240**
Culmkieselschiefer 225, 246, 302
Culmtonschiefer 225, 246
Culmtransgression 292
Culm-Vorkommen **294**
Cultrijugatus-Zone 372
» -Schichten 21, 394
» -Stufe 13
Cycloides-Bank 311
Cyphaspis n. sp.? *aff. hydrocephala* . **399**
Cypricardella bicostata 5
» *elongata* 11
» *rhomboidalis* **414**
» *subrectangularis* . . . 5
Cypridinenschichten 206, 858
Cypridinenschiefer 223, 246

Seite

D.

Dachschiefer 8
Dalamintenschiefer 217
Dasberg-Schichten 876
Dechania gigantes **421**
Deckdiabas 297, 246
Decken 245
Deckschalstein 299
Deckton 686
Decktongebiet 312
Delessit 463
Dendritenbildung 476
Dentalium 619, 626
Denudationsterasse 331
Descendierende Lösungen 114
Devon 206
Devonmulde des Scheerenstiegs . . **271**
Diabas 34, 224, 302, 863
Diabasmandelstein 863, 864, 883
Diabasporphyrit 864, 865
Dichter Faserkalk 223
Diluviales Riff 344
Diluviallandschaft 317
Diluvium 67
Dimorphoceras Brancoi . . . **531, 600**
» *denticulatum* . . **531, 601**
Disharmonische Faltung 247
Diskordanz 14, 247
Dolerit 451
Dolomit 34
Dossenheimer Porphyr 457
Druckschieferung 14
Drusenquarz 471
Durchbruchsspalte 474
Durchrinnung von Endmoränen . . 328

E.

Echinocorys cf. *ovata* 615
Eck'sche Konglomerate 43
Eifelroteisenstein 70
Eifelsandstein 47, 49
Einheimisch 311
Einteilung der Rotliegenden Schichten 25
Eisen 111
Eisenglanz 461
Eisenkieselseptarien 451
Eisenoxydhydratdendriten 480
Eisenoxydpseudomorphose 468
Eisensulfat 115
Eislobus 319
Eislochhypothese 649
Eisrückzug 317, **338**
Eiszeit 76
Eiszeit der Alpen 68
Elbe-Weser-Urstromtal 349
Elbingeröder Culmgrauwacke . . . 237
Elephas primigenius 73
Elymella elliptica n. sp. **426**
Endmoräne 197, 199, 306, 318, 328, 346

Seite

Entstehung von Osaon 326
Eocän 197
Epidot 104
Epirogenese 690
Epirogenetische Beweglichkeit . . . 723
» Bewegungsrucks . . 718
Equisetum arenaceum 49
Erbslochgrauwacke 211, 212, 246
Erhärtungshüllen 464
Erosionsbasis 333
Erosionsterrasse 333
Erratische Großschollen 681
Estheria 26, 49, 55, 57
Estheria Albertii 283
Etroeungt 490
Encrinus liliiformis 51, 53
Eumorphoceras bilingue . . 507, 530, 588
» *bisulcatum* . . 500, 507, 530, 584
» *inconstans* . . 500, 507, 530, 586
» *carinatum* . 502, 530, 590
» *ornatum* . . . 530, 585
» *reticulatum* . . 501, 507, 530, 587
» *subreticulatum* . 530, 585
» *superbilingue* 502, 530, 589
Eunema venusta n. sp. 427
Entomis patella n. sp. 403
Evorsionsvertiefungen 331
Exaration 323

F.

Faltung 30
Faltungen 227
Faltung des Obercarbons 29
» » Unterrotliegenden . . 29
» in der Carbonzeit 14
Faserdendriten 462
Faserkristallisation 456, 479
Faserschichtungen 478
Faxekalk 613, 625
Feldspat 103
Feldspatfaserung 468
Feldspatmikrolithen 460
Feldspatsphärokristalle 478
Feldspatpseudophärolithe 462
Felsitform 486
Felsitgefüge 485
Felsitporphyrbrocken 28
Felsitporphyre 30, 32, 70, 73
Felsokeratophyr 373
Ferristische Substanz 470
Ferrit 461, 471
Ferritentrübung 470
Feuersteine 63, 70
Feuersteingerölle 70
Fische: *Acanthodes Bronni* 27
Amblypteons macropterus . . 27

Seite

Koprolithen 27
Palaeoniscus vratislavensis . . 27
Xenacanthus Decheni . . . 27
Fischreste 58
Fischschuppen 285
Fischzähne 55
Fladen- und Stricklaven 302
Flaggenberg Slapp 283
Fließrichtung des Eises 679
Flinz 857
Flinzkalk 861
Flottlehm 345
Floz Aegir 504
Flözleeres 877
Fluidalbänderung 468
Fluidalgefüge 459
Fluidallinien 459
Fluidalporphyr 452
Fluidalschichtung 452, 453
Fluidalstruktur 478
Fluidaltrennungsflächen 456
Flußspat 481
Flußterrassen 659
Flußtrübe 83
Finnentroper Schichten 861

G.

Galmei 882
Garantia 147
» *alticosta* 165
» *baculata* **154**
» *bifurcata* 150
» *conjugata* 162
» *crassa* n. sp **159**
» *cyclogaster* 167
» *densicostata* 163
» *dubia* 170
» *Garanti* **152**
» *minima* 171
» *loetzeli* 169
» *Pompecky* 168
» *praecursor* 151
» *protracta* **155**
» *rhomboidea* n. sp. 165
» *Schroederi* n. sp. **156**
» *subangulata* 166
» *subgaranti* 168
» *suevica* 151
» *uncinata* **159**
» *tetragona* 169
Garantienschicht 119
Garder Lobus **318**
Gasentbindung 481
Gasrest 458
Gastrioceras catharinae . . . **531, 597**
» *Listeri* **531**
» *macroephalum* . . **531, 597**
» *Martini* **530, 594**
» *rurae* 502, **530, 593**

Seite

Gastrioceras suberanatum . . 503, **531, 595**
» *circumnodosum* . 53, **531, 596**
Gattendorfia 491
» *crassa* **527, 535**
» *subinvoluta* . . . **527, 535**
» *uodosa* **527, 536**
Gedinne 1
Gédinnezeit 393
Gefällsverminderungen 321
Gehängeschutt am bergigen Rande der Talstufen 87
Geländemulden 326
Gelgrundmasse 109
Genesis 107
Geodenform 485
Geschiebemergel 335
Geschiebewall 628
Gervilleia 53
» *costata* 55
» *Murchisoni* 283
» *mystiloides* 55
» *socialis* 51
Gervillienschichten 284
Gips 53, 285
Gipskeuper 58, 307
Glaukonit 53
Glaukonitbank 311
Glashof 481
Glättung von Quarzit 43
Glazialbildungen 35
Gleitfläche 18
Gliederung des Hauptbuntsandsteines 44
Glimmerschiefer 1
Glyphioceras crenistria . . . 497, 505, **529, 530, 565**
» » var. *praestriata* 566
» » -Zone . . . 297
» *falcatum* **530**
» *granosum* . . . 499, 506, **529, 530, 570**
» » *poststriatum* . **571**
» » *spiraloides* . . **571**
» » *umbilicus* . . **571**
» *involutum* **530**
» *leodicense* . . 500, **530, 574**
» *ovale* **530**
» *postcriatum* **530**
» *sphaericum* . . . **530, 568**
» *spirale* . . . **529, 530, 566**
» *spiraloides* **530**
» *striatum* 498, 506, **529, 530, 566**
» » **568**
» » *falcatum* . . . **569**
» » *ovale* **568**
» *subcircularis Neusomi* . 573
» » . . 618, 625
» » 508, **529, 530, 572**
» » *caneyanum* 573
» -Stufe 296

Seite

Glyphioberas umbilicus **530**
» var. *globoedes* **566**
» var. *globostriata* . . . **566**
Gold 7
Goldwäsche 882
Glimmersandstein 1
Gneis 1
Goniophora excavata 5
» *rhenana* 11
» *trapezoidalis* 5
» *westfalica* n. var. *fissa* . **417**
Goniatites 13
Granitschiefer 1
Grenzdolomite 55, 309
Grenzkonglomerate 389
Grauwackenfacies 221
Greifenberg-Porphyr 100
Grophura Münsteri 619
Grenzletten 46
Grünstein 871
Grundmoränenebene 319
Grundmoränenplateau 321
Gryphaea arcuata 61
» *vesicularis* 618, 625

H.

Hangenbergkalk 491
Haplophyllia faxensis 611, 614
Hasselfelder Silursattel 207
Hauptablösungsfläche 15
Hauptdolomit 310
Hauptkeratophyrdecke 394
Hauptkieselschiefer 201, 225
Hauptkonglomerat 47
Hauptlobus 326
Hauptmuschelbank 310
Hauptmuschelkalk 53
Hauptquarzit 201, 206, 253
Hauptquarzitgesteine 220
Hauptsandstein 309
Hauptterrasse der Wied 365
Heraushebung des devonischen Randgebirges 29
Hercoglossa Ludewigi 621
Hercynbrachiopoden 206
Hercynbrachiopodenkalk 218
Hercynkalk 260
Hercynschichten 202
Herdorfer Schichten 358
Herkunft der Erzlösungen 113
Hermeskeilschichten 3
Hermeskeiler Sandstein 3
Herscheider Schiefer 370
Hochterrasse 72, 80
Höhendiluvium 343
Hohenhöfer Schichten 372
Homalonotus sp. 13
» sp. 5
» *rhenanus* 11

Seite

Homoceras beyrichianum . . 500, **530**, **579**
» *Burhennei* . . . 498, 530, **577**
» *bruningianum* . . 500, **530**, **580**
» cf. *Smithi* **581**
» *coronula* . . . 499, **530**, **578**
» *discus* **530**, **577**
» *discys* 497
» *meslerianum* . . . **530**, **581**
Hoploscaphites constrictus . 610, 611, 614
Hoplophyllia (Dendrophyllia) faxensis 625
Horizontale Überschiebungen . . . 247
Hornblendemikrolithe 477
Hornblendeschiefer 1
Hornstein 73
Hörregesteine 293
Hörregrauwacke 293
Hunsrückeisenstein 87
Hunsrückschiefer 5, 7, 14, 15, 19, 21, 34, 389
Hyolithenschiefer 246
» von Lauterberg . 213
Hyphoplites aurasionensis 846
» *curvatus* 845
» *falcatus* 839, 844
» *Laurenti* n. sp. . 839, 842, 846

I.

Imprägnation 102
Inlandeiskörper 329
Innenschwund 484
Insekten: *Engereon Böckingi* . . . 27
Fulgornia Ebersi 27
Interglacial 351
Interstadial 686
Instrusive Felsitporphyre 486

J.

Jüngerer Porphyr 100
Jaumont-Kalk 122

K.

Kahlebergsandstein 216
Kaledonische Gebirgsbildung . . . 269
Kalkgeröllgrauwacke 206, 218
Kalkgrauwacke 257
Kalkgrauwackenhorizont 207
Kalkknotenschiefer 858
Kalkplateau von Brilon 852
Kalkspatgänge 883
Kalksteinbruch 882
Kambrium 57
Kameslandschaft 335
Kammerkugeln 478, 480
Kaolin 32, 66, **104**, 466
Kaolinbildung 103
Kaolinisierung 108, 473
Karneole 46, 73
Kartenskizze der Endmoränen an der Porta westfalica 306
Kastendolomit 311

Seite

Kateosand 283
Kehl-Lobus 515
Keimbündelreihen 478
Kepplerites 150
Keuper 56
Kieselholzer 28, 34
Kieselige Knollenkalke 246
Kieseloolith 57, 59, 65, 66, 70
Kieselsäure-Ausscheidung 102
Kieselsäuregewächse 454
Kieselsäuregeoden 478
Kieselsäureseptarien 451, 457
Kieselsäuresol 485
Kieselschiefer 73, 289, 875, 883
Kieselschieferbreccien 207
Kinderhook 510
Klarquarz 471
Kloedenia incompta **402**
Knochenreste 54, 58
» von Sauriern 55
Knollenkalke 212
Koblenzquarzit 12, 21
Koblenzschichten 21
Kochia capuliformis 5
Kolke 331
Kolloide Phase 109
Konglomerate 25, 388
» des unteren Keupers . 56
Konglomeratische Bildungen . . . 44
Kontraktionsrisse 462
Kornbergporphyr 474
Körniger Kalk 1
Korrosion der Quarze durch Manganlösungen **105**
Krebse: *Gambsonyx fimbriatus* . . . 27
Estherien 27
Kreuznacher Schichten 35, 40
Kristallfelder 478
Kryptofasern 456
Kupferkies 7
Kupfermineralien 284
Kuseler Schichten 196
» Stufe 22, 24

L.

Lagerung des Jura 61
» der Trias 61
Lagerung des Rotliegenden 36
» » Unterdevons 14
Langenaubacher Tuffbreccie . . 298/9
Laubhüttentaler Sattel 236
Lauenburger Ton 349
Laterit 35
Latevistische Bildungen 393
Lava 70
Lebacher Schichten 23, 24, 26
» Schieferton 37
Leba-Lobus 337
Leiopteria montana n. sp. **405**

Seite

Lehm 81
Lehmige Verwitterung a. Hochflächen 87
Lenneschiefer 855, 859
Lepidodendron 288
Lepidostrobus, Browni Schimper . . 288
Leptagonia rhomboidalis 13
Lethaea 539
Lettenkohlenstufe 55
Lias 59
Lichter Mergel 309
Liegender Alaunschiefer 302
Lima 53
» *gigantea* 55
» *striata* 51
Limonit 111
Lingula 49, 55
» -Dolomit 52
» *tenuissima* 52, 57
Lithodomus priscus 51
Lithophysen . . 451, 457, 458, 460, 467
» -bildungen 486
» -kammern 474
» -porphyr 459, 469
» -schale 465
Litorinasenkung 325, 701, 721
Llandovery 203, 246
Lobenbildung 325
Longoviciensis Stenimann 149
Longwy-Schichten 122
Löslichkeit von Eisen und Mangan . 114
Löß 82
Lösungsquarze 472
» frei v. Erzeinschlüssen 102
Lethaea 539
Lucina 53, 58
» *Sehmidii* 51
» *succincta* 60
Lückenquarze 460
Lückenquarz-Kristallisation 472
Ludlow 203, 246
Luxemburger Sandstein 59

M.

Maastrichtien 613
Macrodon Beyrichi 51
Magnetitkörnchen 477
Manganbestimmung 106
Mangancarbonat 111
Manganerz 102
Manganisierung 101
Manganomelan 106
Manganoxyd 111
Mangansulfat 115
Marmor 882
Massenkalk 865
Megagrypha n. gen. **417**
» *compacta* n. gen. n. sp. . **420**
» *Dahmeri* n. gen. n. sp. . **419**
Meißner Perlstein 477

Seite

Melaphyr 28, 32, 73
» -konglomerate 33
Mergel des mittleren Keupers . . . 57
» » unteren Keupers. . . . 56
» mit *Gryphaea arcuata* . . . 61
Merocanites applanatus . . 494, **527, 539**
» *compressus* **527**
» *parallelum* . . . 510, **515**
Michelbacher Schichten . . 206, 211, 212, 218, 246
Mikrofelsitwülstchen 472
Mikrolithen 477
Mimoceras gracile 223
Mitteldevon 13
Mittlere Diabasdecke 245
Mittlerer Buntsandstein 39, 283
Mittlerer Muschelkalk 52
Mittlerer oder Haupt-Bundsandstein 41
Mittlere Talstufen 70
Mittelrheinische Oberkoblenzschichten 388
Modiola minuta 51
» *parvula* n. sp. **408**
Modiomorpha anulifera **410**
Moltkia Isis 615
Monograptus Clingani 204
» *decipiens* 204
» *dubius* 204, 205
» *Flemingi* 204
» *chimaera* 205
» *colonus* 205
» sp. 204
Moorversuchswirtschaft 332
Moosachatausbildung 454
Mosbacher Sande 72, 77
Morphoceras 150
Muensteroceras Barroisi . . . **528, 551**
» *complanatum* . . . 493
» *corputentom* . 493, 528. **548**
» *inconstans* 494, 505, **528, 550**
» *ovatum* . . . **528, 548**
» *parallelum* **528**
» *sphaeroidale* . . **528, 547**
» *truncatum* . . **528,** 551
Muldenachse 16
Muldenlinie 20, 21
Muldung 16
Muschelkalke 49, 286
Muschelsandstein 50
Myacites letticus 55
Myocoucha gastrochaena 51
» *Thilani* 51
Myophoria 53, 57
» *cardissoides* 51
» *circularis* 415
» *intermedia* 51
» *laevigata* 51
» *orbicularis* 50, 52
» *transversa* 57
» *vulgaris* 51

Seite

Mylonitisierte Culmgrauwacke . . . **240**
Myophoriopis (*Pseudocorbula*) *unculiformis* Zkr. 286

N.

Nautilus Bellerophon 611
Neithea striato-costata 618
Nomismoceras Frechi **529, 557**
» *germanicum* . . **229, 558**
» *grimmeri* . . . **529, 558**
Nucula fornicata **410**
» *hercynica* **411**
» *macrorhyncha* n sp. . . . **410**
» *trigona* n. sp. **411**
» *tumida* **413**
Nuculana securiformis 13
Nutlarer Dachschiefer 858

O.

Obercarbon 22, 38, 43
Oberdevon 873
Oberdevonische Faltung 232
Obere älteste Talstufen 68
» Grauwackendecke 245
» Grauwackenzone 203
» Kuseler Schichten 25, 38
» Lebacher Schichten 28
» Lötener Stufe 26
» Stufe mit *Ceradites nodosus* . 54
Ober-Koblenz 206, 216
Oberkoblenzschichten . . 12, 21, 47, 372
Oberer Buntsandstein 45, 285
» Muschelkalk 53, 308
» Quarzithorizont 203
Oberhöfer Schichten 465
Oberhonseler Schichten 862
Oberrotliegendes 28, 30, 42
Obersenongeschiebe 610
Oberes Mitteldevon 206
» Unterkoblenz 214
Obsidian 476
Old red 392
» » *Facies* 389
Omphaloptycha 51
Onkegrypha n. shbg. 418
Opalisierung 475
Opal 470
Orthis circulavis 5
» *striatula* 13
» *vulvaria* 11
Orthoceras 219
» *planiseptatum* 13
» -Schiefer 864
Orthogenese 525
Orthoklas 111
» -Skelett 104
Orthonota? minima n. sp. 422
Orthophyrausbildungen 460
Orthothetes umbraculum 13

Seite

Ortstein 87
Os 198, 334
Osgraben 335, 336
Osgraben 335
Osgraben 334
Osrücken 340
Ostlobus 694
Ostpreußische Senkungszone . . . 53
Ostrea 51
» *placunoides* 334
Oszug 22, 23
Ottweiler Stufe 509
Parkinsonienschichten 120
Parkinsonia 150
» *inferior* **174**
» *rota* **173**
Pavalegoceras alienum **531**, **599**
Pechstein 474
Pecten cf. *inflexus* 53, 59 618
» *discites* 51
» *glaber* 60
» *Nilssoni* 618
» *textorius* 60
Pendeln des Gletschertores 335
Pentacrinus sp. 615
» *tuberculatus* 61
Pericyclus fasciculatus **529**, **554**
» *Hauchecornei* . . . **529**, **554**
» *Kayseri* **529**, **554**
» *Kochi* . . . 494, 505, **529**, **555**
» *plicatilis* . . 493, 505, **529**, **553**
» *princeps* 493
» -Stufe 296, 297, 491
Perlitband 469
Perlitkugeln 476
Perlitlagen 485
Perlitisch 463
Perlitisches Gefüge 478, 485
Permische Schichten 315
Permotriassische Bildung 314
Perlstein 486
Perlsteinschicht 486
Perl-Zersprengungen 469, 485
Pfälzer Sattel 37
Pflanzen:
Alethopteris brevis 27
» *praelongata* 27
Asterophyllites grandis 27
Callipteris conferta 27
Calamnites major 27
» *varians* 27
Cyatheites subauriculatus 27
Lepidodendron posthumani . . . 27
Odontopteris latifrons 27
» *subcrenulata* . . . 27
Schizopteris tricho maurides . . 27
Spheecopteris Boeckingearia . . . 27

P.

Paragastrioceras Verneuil 509

Seite

Spheecopteris cyratifolia 27
Walchia filiciformis var. *brevifolia* 27
» *linearifolia* 27
Walcheria piniformis 27
Pflanzenreste 49, 60
Pflasterverquarzung 471
Phacops 13
Phosphorit 883
Phthonia robustella n. sp. **423**
» *solcuiformis* n. sp. **422**
» *soliniformis* n. sp. 423
Pigmentdiffusion 465
Finacites Jugleri 223
Plattenschiefer . . . 200, 206, 265, 293
» bei Benneckenstein . 215
» des Culms 289
Platyceras cassideum 11
» *gracilis* 11
Pleistocän 67
Pleurodictyum 5
» *problematicum* . . . 11
Pleuromya muscoloides 51
Pleurotomaria crenatostriata 11
» *findespinosa* **427**
» *tricincta* **426**
Pommersches Urstromtal . . . 307, 323
Porphyr 31
Porphyrgerden 457, 483
Porphyrit 28, 32
Porphyritkonglomerate 33
Porphyrkonglomerate 31, 33
Porphyrkugeln 455
Porphyroidtuffe 373
Porphyroide 373
Porphyrtuffe 31
Porosphaera globularis 615
Posidonia venusta 223
Posidonienschiefer 200
» des Culms . . . 289
Praecursor 149, 150
Prädevonische Mulde 231
Präoligocäne Landoberfläche Thüringens 115
Pregelsenke 702
Presocoelus pes ansevis 5
Primär-entektische Verwachsungen . 476
Princepskalke 211, 228, 230
Princepsstufe 246
Primsmulde 22
Proetus 219
Prolecanites perfectus **542**
» *quinquolobus* **543**
» *serpentinus* **541**
Prosocoelus Benshauseni 11
» *pes ansevis* 11
Protocanites 490
» *geigenensis* . . 49, 527, 538
» *Lyoni* 490, **527**, **537**
» *quadratus* **527**, **538**
Prothyris angulata n. sp. **425**

Seite

Prothyris plicata n. sp. **423**
Prouvrites cyclolobus **528, 546**
Pseudarietites westfalicus . . . 527, **536**
Pseudoklase 483
Pseudophärolithbildung . . . 453, 462
Psilomelan 112
Psilomelanus Barytosus 111
» *Calicus* 111
Pterinea gracilis **407**
Puella cf. *rigida* 13
Pupa muscorum 82
Pyrolusit 100, 105, 106, 112

Q.

Quartärtektonik 633
Quarz **105**
Quarzaureole 466
Quarzausscheidungen **102**
Quarzfelderung 468, 473
Quarz-Feldspatverwachsung 460
Quarzit 2, 18
Quarzitfacies **221**
Quarzitgeröll 42
Quarzitschutt 196
» am Fuße der Quarzitrücken 84
Quarzkieselsäureseptarien 484
Quarzokeratophyr 373
Quarzophyllades 10
Quarzporphyr 467
Quarzpseudomorphose 452
Quarzstengel 468
Querflexur 15
Quenstedti 149
Querstörung 20

R.

Radialspalten 341
Radialtäler 323
Ramosa-Bänke 868
Randtal 324
Rauhflaser Schichten 358
Reineckeia 150
Remscheid-Altenaer Sattel 370
Remscheider Fauna 387
» Schichten 351
Restlückenquarz 453
Rensselaeria crassicosta 5
» *strigiceps* 5
Revekol 318
Rheingletscher 67
Rhizocorallium 51
Rhodocrinus gonatodes 11, 13
Rhönbasalt 463
Rhynchonella Adolphi mimica . . . **434**
» *daleidensis* 11, 13
» cf. *princeps* 13, 213, 216, 217, 230
» *limbata* 618

Seite

Rhynchonella octoplicata 618
Rhythmische Bänderung 482
Riesenfindlinge 198
Rimmertschichten 372
Rinnenskultur 683
Rißeiszeit 71, 75, 76, 77, 80
Röt 45, 285, 307
Roteisenstein 13, 882
Rote Kreide 28
Rötel 26
Roter Deckton 312
Roter Purmallener Mergel 315
Rotfärbung 315
Rothäuser Grauwacke 210, 246
» Schichten 219
Rumpelsberg-Porphyr 106
Rußschiefer 494
Ruxbuchgeröllgrauwacke . . . 222, 246

S.

Saarbrücker Schicht 23
» Stufe 22
Salzkeuper 58
Saltholmkalk 611, 613, 625
Samlandblock 665
Sander 343
Sandstein 25, 26
Sandsteine des unteren Keupers . . 56
Sanidin 466
Salische Faltung 231
Saurier: *Archegosaurus Decheni* . . 27
» *latirostris* . . 27
Sattel 16
Saxonische Faltung 227
Scaphites constrictus 613
Schalstein 857. 863
Schematisches Faciesprofil **221**
Schichtenstörung 14
Schichtenzerreißung 18
Schiefersandstein 58
Schieferton 25, 26
» des mittleren Keupers . 57
Schiefer von Burnot 14
» » Clervaux-Clerf . . . 14
» » Clervaux I. Gosselet's . 10
Schilfsandstein 58
Schilfstengel 53, 57
Schiffelborner Schichten 266
Schistoceras-Stufe 512
Schlauchdendriten 480
Schneekopfkugel . . 457, 461, 462, 463
Schönauer Kalke . . 213, 228, 230, 246
Schotter 311
Schubfläche 18
Schuppen 243
» von Fischen 45, 555
Schuttbildungen der Diluvialzeit . . 83
» » Alluvialzeit . . 83
Schwarze Kreide 27

Seite

Schwarzer Glaskopf 100
Scyphocrinus 204
Sekundäre Quarzausscheidung . . . 102
Septarien Geodenbildung 428
Septarienzersprengungen 481
Sericit 466
Serpula sp. 616
Shumardites 512
Sichelschichtung 483
Siegener Schichten 357, 377
» Schiefer 9, 14, 20
Silur 251
Skandinavische Sandmasse 133
Sollrinnen 321
Söterner Porphyrkonglomerate . . 25
» Porphyrtuffe 25
» Schichten 22, 30
Speziallobus 327
Sphaeroceras Brongniarti Sow. . . 182
Sphäroid 462
Sphärolithhülle 463
Sphärolithischer Quarzporphyr . . 458
Sphärolithoide 456
Sphärolithporphyr 452
Sphärolithzersprengungen 458
Sphärosiderit 27
» -schiefer 372, 375
Sphärostische Hülle 474
Sphenotus Kayseri 417
Spirifer alatiformis **442**
» *arduennensis* 11
» *brevifulcitus* 441
» *cultrijugatus* 12, 13
» *lateïncisus Scupin* n. var. *latefulcita* 441
» *micropterus* 5
» *montanus* n. sp. **437**
» *paradoxus* 11, 13
» *primaevus* 5, 10
» *robustifulcitus* n. sp. . . . 439
» *subcuspidatus* 11, 13
Staubeckenbildung 336
Steinkohle 26, 27, 28, 49, 73
Steinmergel 58
Stelzneria 835
Steinkohlenflöz 26
Stieger Schichten 206, 224, 266
Stillstandslage 336
Straparollus millecostatus n. sp. . . **427**
Strenoceras 134
» *latidorsatum* **145**
» *latisulcatum* **144**
» *Niortense* 141
» *oolithicum* **142**
» *subfurcatum* **138**
» » var. *arietiforme* nov. var. **140**
Stringocephalen-Schichten . . 865, 869
Stropheodonta (*Douvillinella*) *filifer* . 432

Seite

Stropheodonta laticosta 11
» *Murchisoni* 11
Strophomena laticosta 5
Strudelbecken 339
Strudelbildungen 331
Styliolinenkalk 219
Subfurcatenschichten 120
Subfurcatenzone 123
Subglaziale Schmelzwasserläufe . . 322
Subparkinsonia 147
Subsalinarer Untergrund 89
Sudetische Faltung 231, 233
» Faltungsphase 303
Südharz-Kulmmulde 224
Sulfat 111
Suevica 149

T.

Tachymorphie 520
Takonische Faltung 227
Talboden 332
Talwannen 323
Taraunon 203, 246
Tauner Grauwacke 21, 200, 206
Taunusquarzit 4, 17, 19, 36, 50, 77, 191, 389
Teillobus 318
Telceras cf. *Blagdeni* Sow. 183
Tentaculites scalaris 13
Tentakulitenknollenkalke 230
Tentakulitenknollenschiefer 213
Terebratula carnea 611, **616**
» *leuss Nilss.* 616
» *sfs.*, aff. *cimex* **444**
» *vulgaris* 51, 53, 55
Terebratulina cf. *graciles* 617
Terrassen 68, 70, 72, 331
» d. Baltischen Höhenrückens 639
» des Samlandes 657
» -reste 321
Tertiär 39, 42
» -Ablagerungen 63
Theerwischer Hauptterrasse 641
Thorn-Eberswalder Urstrom . . . 699
Thorner Quarzit 8, 17, 18, 19
Tieferes Unterkoblenz 214
Titanit 474
Toleyer Schichten 22, 28
» Sandstein 37
» Stufe 25
Toneisenstein 27
Tonschiefer 206
Tonstein 26, 32
Toteis 336
Toteisabtrennung 322
Toteisbildung 321
Toteisblock 324, 327
Toteisgebiet 322
Toteishypothese 647
Toteiskomplex 327

Seite

Transgression 200, 227
Transgressionsbildung 393
Trichiten 477
Trichitenbündel 477
Trigeria confluentina 11
Tritonium fenestratum 620
Trockentäler 77
Trochiten 53
» -Kalke 53, 55
Tuffe 224
Turbonitella cf. *peligera* **428**
Turmalin 470, 481
» -Ausscheidungen 472
» -Rosetten 472
» -Verzweigungen 470
Turritella Theodori Berger 58
Tutenkalke 467
Tutenkristallisation 483

U.

Übergangs-Porphyr 101
Übergleitungen 237, 238
Übergleitungshorizonte 242
Überlieferung des Pregeltals . . . 702
Überschiebung des Massenkalkes . . 880
Untercarbon 287
Unterdevon 1, 257
Untere Grauwackendecke 245
Untereocänton 197
Unterer Buntsandstein 36, 40
» Grauwackenhorizont . . . 203
» Grenzdolomit 55
» Keuper 55, 309
» Lettenkohlensandstein . . . 310
» Muschelkalk 50
» Quarzithorizont 203
Unteres Mitteldevon 206
Untere Talstufen 72
Unterkoblenzschichten 389
Untermoorische Dünen 334
Unterrotliegendes 22, 38, 43
Urfer Schichten 215

V.

Varistische Alpen 24
» Faltung . 227, 231, 287, 300
» Faltungsvorgänge . . . 301
» Gebirgsbildung 275
Veränderung der Feldspäte 110
Veränderungsskelette 110, 111
Vererzung 104
Vererzte Grundmasse 104
Verquarzungsmosaik 455
Verseschichten 370
Versunkener Wald von Cranz . . . 708
Verwitterbarkeit d. Porphyrvarietäten 100
Verwitterung d. Greifenberg-Porphyrs 105
Verwitterungsform der Feldspäte . . 103

Virchenziner Lobus **319**
Vogesensandstein 41
Voltzia heterophylla 49
Voltziensandstein 45, 49
Vulkanischer Sand 82

W.

Wadener Sattelung 37
Waderner Schichten 33, 37, 44
» Stufe 35
Walchia filiciformis 28
» *piniformis* 26
Weichselsenke 694
Weißer Porphyr 100
Wellenkalk 50
Wellenkalke 286
Wenlock 203, 246
Westlobus 341
Wiebelsaatschichten 374
Williner Urstromtal 329
Wirbel von Sauriern 54
Wisperschiefer 5
Witchellia cf. *complanata Buckmann* . 183
Wittlicher Senke 63
Wockhuneria 491
Würmeiszeit 72, 77

Z.

Zähne 54
Zarnowitzer Randlage 340
Zechsteinkalke 114
Zellendolomite 52
Zerreißungslücken 459
Zersprengungsfugen . . . 452, 459, 470
Zeolithe 452
Zeolithstengel 454
Zerreißungsfläche 18
Zirkon 460, 474
Zone der Graptolithenschiefer . . . 203
Zorgensishorizont 217
Zorger Schiefer 200
Zwischenschichten 45, 46

Orts-Register

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt

Seite

A.

Aachen 392
Abenteuer 5
Achtelsbach 31
Aggertal 392
Ahne 852
Ahringstal 16
Ahringsbach 80
Ahr 10
Albersweiler 36, 67
Algenrodt 31
Altenbamberg 477
Altenlunden 374
Alt-Damerow 323
Alt-Gunzmerow 320
Allenbach 6, 17
Alsfassen 38
Altenbüren 860
Altrich 34, 36, 79
Alvelerbart 78
Alzingen bei Busendorf . . 1, 37, 41, 62
Andel 7, 76
An der Heide 100
Annetorp 615
Apach 73, 75
Ardennen 14, 67
Ardenneninsel 133
Argonnen 63
Arlesberg 115, 458
Atlay 16, 21
Auw. 49
Ayl 77

B.

Baakhorn 283
Badeholz 258
Bahnhof Oberhof 100, 101
» Taben 19
Bandemer Höhe 319, 320
Bansekower Tal 320
Baltersweiler 26
Baltischer Höhenrücken 673
Bauler 14
Bäck 197

Seite

Beckel 319
Beesendorf 22
Bekond 13, 21, 76, 79
Belgard 331
Bendersbach 21
Benneckenstein . 200, 207, 214, 218, 246
Bensberg 373
Benzin 320
Berglicht 7
Bergisches Land 367
Bergweiler 12
Bernbachtal 231
Bernkastel 15, 76, 79, 80
Berkopf 462
Bernscheid 75
Berschweiler 37
Besch a. Mosel 55, 73, 75
Beßlich 49
Bettingen 78
Berurig 77
Beuren 69
Bewersdorf 323
Biebebausen 77
Bielefeld 128
Bierfeld 3
Biewer 61, 75
Bilstein 863
Bingen 68
Binsfeld 64, 66
Binsfelder Becken 67
Birkenfeld 32, 35, 38
Birresborn 78
Bischofsdhron 80
Bitburg 54, 55, 56, 57, 61
Black Rock 476
Bliesen 37
Blies 28
Böhler 101
Bollendorf 57, 58, 60, 61
Bons 44
Bralitz 612
Brauneisen 64
Braunshausen 27
Brecht 78

Seite

Bremervörde 346
Breitenkopf 243
Breitenstein 224, 226
Breitscheid 494
Brilon 499, 851
Britten 81
Bruch 11, 12, 21, 79
Brucher Schloß 79
Brückenau 451, 463, 481
Brücken 80
Brunshauptener Höhenzug 823
Buchenauer Schichten 298
Buckkopf 41
Buckowinatal 318
Buhlenberg 26
Bukowintal 324
Bullarsch 222
Bünde 306
Burbach 77
Burgen 76, 87
Burhagen 866
Büst 77
Butterberg 222
Butterkopf 222, 246
Butzdorf 75
Bychower Bach 342

C.

Casel 16
Castel 45
Champelle 70
Chottschower See 340, 342
Cranzer Moor 706
Crawinkel 457, 458, 460
» -Gräfenroda 460
Crön 64
Crutweiler 43

D.

Damflos 4
Dammen 320
Dammühle 214
Danzig 318
Dasburg 78
Daufenbach 49
Deselbach 17
Detmold 128
Detzen 71
Dhronecken 80
Dienstweiler 37
Dierscheid 12, 21
Dilmar 75
Dillmulde 301
Dirschkeimer Graben 666
Dittlingen bei Saarburg 57
Dodenberg 11
Dombrowaberg 326
Dominke 319
Dornbesch 27

Seite

Dreis a. Salm 12, 21, 29, 61
Dreisbach 4
Drei Steinen 867
Drolshagen 374
Dudweiler 22
Dudeldorf 56
Dumröse-Denzin 323
Dusemond 71, 76, 79
Düppenweiler . . . 1, 22, 37, 41, 62

E.

Ebbesattel 372
Ebersdorf 354
Eberswalde 612
Eckenhagen 374
Echternach 54, 55, 58, 60, 78
Echternachbrück 59
Echtershausen 78
Ehrang 61
Eifler Maaren 789
Eisen 26, 27, 31, 37, 80
Eitelsbach 75, 76, 79
Elbing 663
Elbinger Höhen 662
Ellweiler 32
Eloyes 79
Elsbach 81
Elverdissen 308
Emigloh 307
Enger 307
Enkirch 16, 76
Ensch 70
Enz 10, 45, 56
Enztal 9, 11, 20, 21
Epinal 43, 70, 74
Erbendorf 474
Erbeskopf 5, 17
Erbsloch 214
Erden 15
Erdorf 49, 55, 74
Erdbach 494
Erlenbach 12, 61
Ernzen 61
Ernzener Schlucht b. Bollendorf a. Sauer 58
Esingen 69
Estinghausen 500
Estricherhof von Feyen 71, 73
Ettelbrück 78
Etteldorf 78
Ettertal 38
Euren 74
Eversberg 852

F.

Fährhaus Hansen 19
Farmenfleck 100
Faxe 611, 615
Feckweiler 37
Fellerich 51, 75

Seite

Fepin 2
Ferme St. Jaques et St. Catherine . 70
Ferschweiler 61
Fezen 72, 75
Filsch 75
Filsen 69
Filserberg 77
Finnentrop 861
Flechtorf 131
Fliessem 78
Föhren 39, 44, 45, 61, 76
Föhrener Bach 78, 79
Frankfurt 30
Freckleben 307
Freilingerhöhe 57
Freisen 32
Freist 319, 323
Freister Gründe 323
Freudenburg 48
Frommersbach 50
Fuchsburg 243
Furesee 784, 805

G.

Garsebach 475
Gartenfeld 73
Gaybach 20
Geichlingen 20
Geierberg 467
Geigen 491
Geisbusch 69
Gehlberg 465
Gengenbach 457
Geroda 451, 463
Gerolstein 78
Gersweiler 44
Giesebitz 331, 336
Giesendorf 197
Gießen 290
Gilzem 55
Gladbach 34, 44
Glowitz 327
Gohrkenberg 320, 321
Goldsteintal bei Wiesbaden 392
Gottesgabe 100
Grabowen 643
Gräfenthron 9
Graulinster 59
Greifenberg 881
Greimerath 4, 17, 81
Großbach 80, 81
Groß-Boschpol 325
Gr. Garde 319
Groß-Jannewitz 331
Gr. Kreislacker Schlucht 668
Groß-Machmin 319
Gr. Pankow 197
Groß-Ruhnow 325
Groß-Umstadt 457, 469

Seite

Grube Glimboka 113
» Luise 361
» Morgenstern 100
Grügelborn 27
Grundhof a. Sauer 53, 54
Gusenburg 3
Guten-Felkenbach 60
Gutweiler 16
Gutzmerower Berg 319, 320

H.

Haag 80
Haardt 7, 9
Haaznenseen 643
Halmental 17
Hambach 6
Hamm 4, 6, 77
Hannover 130
Hansastollen bei Harlingerode . . . 126
Harburg 345
Harzburg 119
Harzgerode 254
Hasselfelde 200, 209, 226, 246
Hasselfelder Kalkbruch 246
» Kalksteinbruch . . . 222
Harz 249, 302, 387
Hausberge 309
Hebrondamnitz 321
Heckenmünster 39
Heidenberg bei Zewen 44, 63
Heiligkreuz 71, 72, 75
Heinrichsglück 101, 106
Heisterberg 32
Helleon 129
Hengst 283
Henneckenkopf 243
Hercynisches Meer 387
Herford 306
Herforst 64, 66
Herdringen 500
Hermannstein 466
Hermeshausen bei Magdeburg . . . 210
Hermeskeil 1, 2
Hermelskeiler Hochfläche . . . 17, 19
Herscheid 372
Herresthal 52
Hesedorf 351
Hessen 469
Hessenkamp 878
Hessische Senke 304
Hetzerath 77, 78
Hildesheim 127
Hillesheim 78
Hilscheid 17
Hils 127
Hinterpommern 317
Hinzenburg 80
Hirzenhain 299
Hochwald 11, 14, 15, 81

Seite

Hockweiler 16
Hofeld 27
Hogshorn 283
Hoheberg 209
Hohe Harz 243
Hohes Venn 14, 63
Hohe Sonne 55
Hölsterloh 866
Holzhausen 80
Holzthum a. Prüm 58, 59
Hombach 5
Hommlingen 57
Hönnetal 491, 496
Hoppenberg 319
Hörde 839
Hörregestein 293
Hottenbacher Mühlen 6
Hückeswagen 372
Hufhaus 226
Hunolstein 7
Hunsrück 14
Hüttingen a. Kil 54

I.

Idar 8, 17, 24, 26, 28, 37
Idarbach 4
Igel a. Mosel 72
Insel Gristow 131
Ilmenau 466
Ipf bei Bopfingen 121
Irrwald 17
Irsch. 69, 75, 77
Iserlohn 496
Issel a. d. Prüm 54, 73
Ith 127
Ittel 77

J.

Jüchnitztal 100
Jungenwald bei Weiden 7
Jünkerath 78

K.

Kahlenbach 76
Kahlenberg 17, 23
Kahlenberg-Ring bei Otzenhausen . 24
Kaiserhammer 61
Kalem 78
Kanneckerberg 39
Kantenbach 7, 9, 10, 16, 80
Kanzlersberg 459, 465
Karlshaus 226
Karzin 319
Kassenberg 827
Katzener Bach 34
Katzenfurt 294
Katzenloch 6, 45
Kellenbachtal 17
Kellerberg 12
Kellerkopf 243
Kellerwald 302
Kemper 319
Kenu 34
Kesten 16
Kernscheid 64
Keuchingen 41
Kickelhahn 466
Kill 53, 61, 62, 64, 78
Killburg 45, 46, 48, 49, 54, 61
Killgebiet 64
Killtal 46, 78
Kinheim 15
Kirchhunden 374
Kirschweiler 5
Kirn 37, 82
Kirsch 15, 75
Klausen 16, 39
Kleeberg 290
Klein-Machnim 319
Kochem 82
Kockelsberg 49
Kommlingen 77
Kondelwald 12
Konz 16, 62, 63, 65, 70, 71, 77
Kordberg 285
Kordel 49, 79
Körrig 55
Kosemühl 324
Köwerich 70
Krampkewitz 325, 326
Krankenhagen 304
Krauschelberg 326
Krettnach 55, 71, 77
Kreuznach 477
Kreuzweiler 55, 75
Kriegsfeld 477
Kruglinner Seegebiet 642
Krummenau 17
Krutweiler 16
Kürenz 69, 73
Kurische Nehrung 704
Kurisches Haff 704
Kutten-Kerschken 642

L.

La basse Flavigny 70
Lagmühle 79
Lahngebiet 287
Lahnmulde 311
Lampertsberg 243
Landechow 339
Landscheid 11
» -Burger Mühle 21
Lange Anna 283
Langenaubach 298
Langerain 465
Langes Moor 354
Langsur 55, 78

Seite

Langweiler 6, 17
Lankwitz 319
Lanz 339
Lappwald 90
Lauenburg 330, 336
Lauenburg i. P. 317, 318
Lauterberg 207, 210, 214
Leba-Lobus 338
Leba-Rheda-Tal 317, 339
Lebatal 329, **330**
Leba-Urstromtal 336
Lechstedt 127
Legenkaul 76, 80
Leichlingen 370
Leiwen 71
Lendscheid 79
Lenk bei Saarburg 34, 77
Lenktal 43
Lenne 377
Letmathe 861
Lichtenhöhe 2, 26
Lierbachtal 452, 455, 469, 476
Liesberg 307
Lieser 15, 32, 76, 79, 87
Liévin bei Lens 392
Lindenbruch bei Harzburg 124
Lipari 461
Lissingen 78
Lissinger Haltepunkt 78
Litovinasenkung 701, 721
Littermont 1, 24
Lockweiler a. d. Prims 37, 80
Longuich 75, 76
Longwy 61
Lothringen 122
Lorscheid-Abtei-Damflos-Zunserhütten 2
Losheim 38
Losheimer Bach 81
Löster 3, 5, 80, 81
Louisenbusch 319
Löwenhagen 656
Lüdenscheider Mulde 372
Luggewiese-Bruch 335
Luggewieser Seen 335
Luisenthal 73
Lupow 319
» -Mündung 344
Lupowtal 320
Lübzow 319, 323
Lütschen 78
Lützelsoon 17
Lützower Gründe 323
Lüxem bei Wittlich 39

M.

Maarburg 463
Maas 14
Magdeburg 499
Machmim 319
Mahnwitz 323, 325
Mahring 16
Malberg 78
Malmedy-Stavelot 34, 41
Malstatt 77
Manel 78
Mariahof 75
Marienheide 380
Maring 76, 79
Marscheiter Amtswinkel 669
Martelingen 78
Masuren 715
Masurisches Tal 644
Mauerseegebiet 642
Mauebach 466
Mauschbach 37
Mechern 77
Mecklenburg 719
Mehe 353
Mehlis 459
Mehring 71, 76
Meißen 477
Memel 315
Memeldelta 704
Mennig 77, 87
Menningen a. Prüm 55
Merdesdorf 69
Merkeshausen 14
Mertesdorf 15, 16
Merzig 40
Merzlich 73, 77
Merzig-Losheim-Wadern 1
Mesenich a. Sauer 55, 78
Messereich a. Nims 57
Metterich 79
Mettlach 4, 17, 36, 41, 45, 48
Mettnich 37, 80
Metz 79
Metzdorf 52, 78, 86
Meulenwald 44
Meurthe 70
Minheim 71
Mittelberg 100, 101
Mittlerer Prüm 53
» Sauer 57
» Südharz 206
Monaise 74
Mondepuits 392
Mondorf 77
Mons 40
Montitten 314
Mont Royal 64, 76
Monzel 79
Monzelfeld 7
Morbach 80, 81
Morscheid 4, 5, 17, 80
Morschholzer Bach 81
Möse 225
Mosel 8, 21, 64

Seite

Moselotte 72
Mötsch 79
Mottgers 463
Mühlenbeck 610
Mühlhausen 656
Mühlheim a. d. Ruhr . . 76, 79, 494, 837

N.

Nahe 80
Nahetal 82
Namborn 32
Nancy 70
Nasingen 14
Nauheimer Sprudel 111
Naurath i. E. 12
Neheim 496
Nennig 56, 71
» a d. Mosel 55
Neuerburg 9, 10
Neuhammerstein 332
Neuhaus 68, 77, 78
Neumagen 16, 76, 77
Neu-Strand 319
Neuwieder Becken 2
Niederkail 11, 12, 64
Nieder-Leuken 16, 77
» -Mennig 71
» -Mühlenberg 204
» -Prüm 78
Niedereumel 16
Niederbrombach 32
Nieder-Zeof 80
Niemetzke 324
Niersbach 66
Nims 53, 58, 69, 78
Nittel 75
Nohfeld 31
NO-Hinterpommern 343
Noir Gneux 70, 72, 79
Nonnweiler 1, 4, 17, 37, 80
Nordhafen 285
Noviand 16, 76, 79
Nunkirchen 37

O.

Oberbettingen 78
Oberbilleg 54, 74
Oberes Allertal 89
» Nims 56
Obereumel 71, 87
Oberhof 460, 465
Oberkirchen 27, 28
Obernbeck 130
Oberlahr 356
Oberraden 14
Oberscheld 297, 299
Oberschlesien 131
Obersötern 32
Oberstein 33, 34, 37, 38
Obertal 28

Seite

Ober-Völklingen 77
Oberweis 59, 78
Ober-Zerf 80
Ockalitz 326
Ockfen 16, 77
Oignies 2
Oldinger Mark 308
Olewig 75
Olewigtal 75
Olpe 374
Ordorf 56
Orlowen 643
Ortelsburg 641
Osann 79
Osburger Hochwald 7, 9, 17
Ösling 9, 10, 14, 20, 67
Osnabrück 129
Oste 353
Östliches Lahngebiet 301
Osterfeld bei Goslar 126
Ostetal 355
Ostpreußen 633
Otzenhausen 27, 37

P.

Pallien 44
Pansfelde 207
Palzem 55, 56, 71, 73
Papiermühle 9, 80
Perdenbach 34, 44
Perl 75
Perleberg 197
Perlin 342
Peterslahr 356
Pfalz 22
Pfalzel 69
Piasnitztal 340
Pillkallen 312
Piesport 15, 39, 66, 67, 76
Piesporter Heiligenhaus 65
Phillippsheim 79
Platten 32, 79
Poblotz 328
Pohlbach 39, 66
Poppenberg 875
Pölert 20
Pölich 16
Ponarth 656
Porta westfalica 310
Potzberg 22
Predöhl 197
Preimstal 4
Prims 3, 5, 33, 38, 80
Prostrath 9
Prüm 10, 14, 56, 58, 59, 78
Prümtal bei Oberweis 55
Prümzurley 60
Prüssau 343
Purmallen 328

Seite

Q.

Quedlinburg 210
Quint 44, 61

R.

Raibacher Tal 469
Rainweg 101
Ragnit 312
Rappbode 208, 217
Rascheid 20
Rattenerstein 860, 866
Ratzdamnitz 321
Reimsbach 1
Reinbach 12, 76
Reinbusch 69
Reinig 51
Remscheid 371
Remiremonte 67, 70
Rettfang 319
Rheda-Fluß 234
Rhein 377
Rierenich 76
Ring 23
Rinzenberg 6
Riol 75
Riveris 18
Rödelhausen 64
Rodt 77
Rodishain 224
Roere 344
Röhl 56, 65, 79
Rondel 16, 76
Roon-L'Etape 67
Roschberg 26, 37
Roschutz 341
Rosenkopf 467
Roslasin 325
Rosporter Brücke 51
Rostock 760
Rotenberg 32
Roth a. d. Ur 20
Rothenfelde 89
Rothesütte 225
Rothhäuser Tal 210
Rötsweiler 31, 37
Rowen 319
Ruhner Berg 199
Rumpelsberg 100, 101
Rumske 319
Rüthen 852
Ruwer 9, 15, 18, 34, 69, 79, 81
» Paulin 15
Ruxbruch 218, 246

S.

Saar 5, 33
Saarbrücken . . . 25, 41, 43, 44, 45, 77
Saarburg 21, 44, 77
Saarholzbach 4, 17, 34

Seite

Saarlouis 41, 43, 45
Saar-Nahe-Becken 22, 24
Saartal 4
Salm . . 11, 12, 13, 21, 39, 45, 64, 79
Salmgebiet 64
Salmrohr 39, 76
Salzetal 311
Sang 69, 76, 79
Sandersleben 307
Sarbske 342
Sassin 342
Sauer 10, 51, 56, 58, 59, 62, 64, 79, 87
Sauerland 367
Saufen 243
Saulinke 339
Sauscheid 3
Scharfenberg 876, 877
Scharfbillig 56
Scheerenstieg 209, 259, 262
Schiefelbeiner Schichten 293
Schieferberg 77
Schimmerwitz 320
Schippenbeiler Becken 655
Schleifmühle 77
Schloßmühle 78
Schloß Thorn 56
Schlottow 324
Schmiedeberg 210
Schneckenberg bei Harzgerode . . 262
Schneifel 14
Schoden 77
Schönberg 9, 78
Schönderling 475, 481
Schönerlinde 610, 611
Schönfließ 610, 611
Schönwalde 35
Schwartow 341
Schwarzenbach 27
Schwarzenfels 463
Schwarzwald 15
Schweich . . 11, 13, 21, 72, 73, 78, 79
Schweicher Morgenstern 13
Seelkegebiet 294
Seitzweiler 37
Selesen 320
Siebenborn 79, 87
Siele 307
Sierk 4, 17, 36, 69, 70
Siesbach 26
Sildemover See in Mecklenburg . . 779
Sildemov südlich Rostock 762
Sinn 294, 297
Sinspelt 21
Sinspilt a. Ens 41, 45
Skallisches Becken 655
Sommeran 80
Soonwald 17, 19
Sophiendörfer Atiege 22, 246
Sorquitten 641

Seite

Söterbach 80
Sötern 37
Speicher 49, 66, 70
Standenhof 78
St. Johann 77, 78
St. Matthias 69, 74
St. Thomas 14, 74
Stedefreund 308
Steinberg 3
Steinheim a. M. 451
Steinhorn 214
Stemenberg 12
Stempel 463
Stevns Klint 641
Stiege 204, 224
Stipshausen 17, 19
Stohentin 319
Stojenten 330
Stolberg 224
Stolp 318
Stolpe 319, 324
Stolpmünde 318
Stronzbusch 7, 9
Stutzhaus Schwarzwald 101
Südhafen 286
Südlicher Mittelharz 200
Suhl 457, 467

T.

Taben 4, 17, 42, 77
Talling 9
Tangenbach 128
Tanner Achse 253
Taunus 14
Tauenzin 342
Tarforst 16, 69, 75
Tawern 51
Tellig bei Zell 16
Temmels 57
Temmels a. Mosel 54, 57
Terrassen des Samlandes 657
Tettingen 69, 70, 75
Tiefenbach 80
Tiefenbachmühle 226, 227
Thailener Bach 81
Thale 307
Thalfang 80
Theerwisch 641
Theerwischer Hauptterrasse 641
Thoon 4, 7, 9, 80
Thörnich 15, 72, 75, 76
Thurmberg 101
Torfwerk Hohenmoor 354
Tournai 493
Trassen 34
Treseburg 224
Traben 15
Trarbach 7
Traun 4, 26, 80

Seite

Traunen 37
Trautenstein 222, 246
Treppen 307
Triebischtal 475
Trier . . 34, 39, 44, 45, 48, 55, 57, 67
Trierer Bucht 48, 61
Trier-Hermeskeiler Straße 69
Trittenheim 16, 71, 76

U.

Uckersdorf 297
Udelfangen 52
Uderwangen 656
Ungarn 112
Unteres Killtal 61
Unterrüden 392
Ur 9, 10, 12, 78
Uren 78
Urtal 20
Urzig 16, 32
Utah 476
Utscheid 47, 49

V.

Val Chajoux 72
Valenciennes 40
Varenholz 309
Varzmin 325
Veldenz 16, 21, 79, 87
Veldenzer Bach 80
Velsow 323
Veltheim 309
Velsö Vissö 112
Vianden 78
Vietzig 332
Virchenzin 320
Virchenziner Tal 320
Vlotho 310
Vogelsang 318
Völklingen 44, 73
Vologne 72
Voßloh 866

W.

Wadern 1, 34, 37, 62
Wadgasen 77
Wadrill . . . 3, 4, 20, 24, 37, 80, 81
Wadrilltal 17, 22
Wahlen 1, 62
Walsberg 100, 101
Waldwiese 77
Wallendorf 58, 59, 60, 70, 78
Warbelow 323, 325
Warzberg 323, 325
Wasserbillig 70
Wasserliesch 75
Wawern 77
Waxweiler 10, 41, 46, 78
Weferlingen-Schönebecker Triasplatten 90

	Seite
Wehr	69, 75
Weichseldelta	697
Weidenbach	79
Weierweiler Bach	81
Weilerbach	60
Weiperath	7
Weismes	392
Weiskirchen	22, 51
Weiten	49
Weitersbach	17, 19
Weizberg	15, 32
Wehlen	15, 16, 70, 76
Wellen	73
Werfen	307
Wetzlar	290
Westerkappeln	129
Westlicher Hunsrück	15
Wied	356
Wierschutzin	340
Wiesbadener Kochbrunnen	111
Wiersdorf	45
Wildbad Wildstein	7
Wildenburg	4, 17
Wiltingen	71, 77
Wiltz	10
Wilzenburg	16
Wincheringen	57, 69
Winterberg bei Saarbrücken	76
Wintersdorf bei Trier	49
Wintrich	76, 79
Wipperführt	372
Wißmannsdorf	58
Wittbeck	319
Witt-Kliff-Brunnen	285
Wittlich	13, 36, 76, 79
Wittlicher Senke	16,32,33,34,36,39,40,48
Witzenberg	26
Wobensin	338
Wobesde	319
Wochern	57, 69, 70, 75
Wolf	16
Woltenberg	876
Wonscheim	477
Würdinghausen	375
Wutach	768, 825

Z.

Zackenziner Bach	342
Zadelsdorf bei Zeulenroda	493
Zarnowitz	343
Zarnowitzer Randlage	340
Zarnowitzer See	338
Zedlin	319
Zedmarbruch	691
Zeitlofs	451
Zeltingen	15, 76
Zemmer	64
Zerf	75
Zernow	331
Zewen	75
Zierker	810
Zietzen	321
Zorge	200, 217, 225, **244**, 246
Zorger Abscherungsgebiet	245
Zûsch Dampflos-Abtei	20

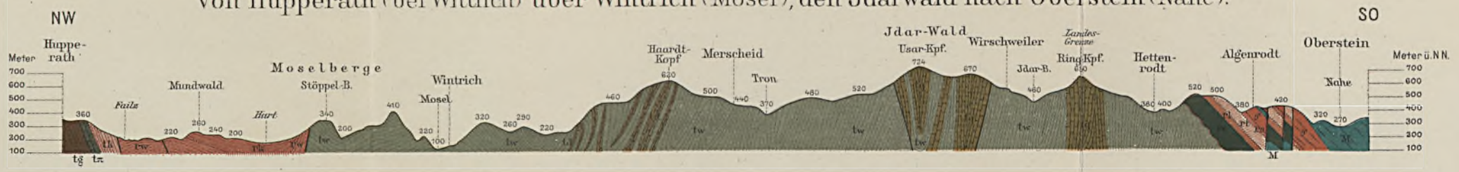
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt 1924. Tafel 1.

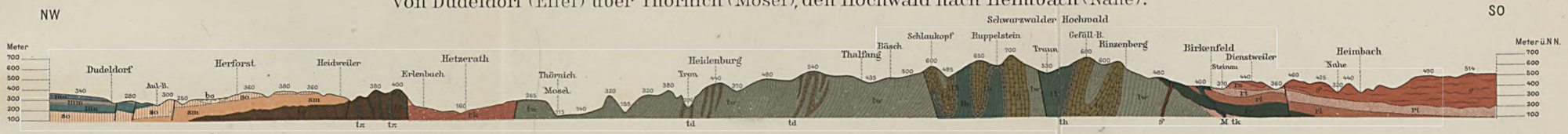
Geologische Durchschnitte durch die Trierer Bucht und den Hochwald

bearbeitet von A. Leppla 1919.

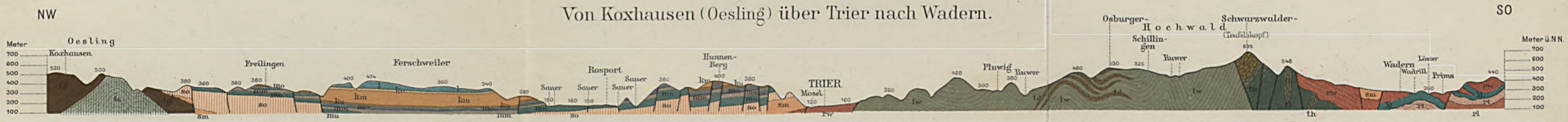
Von Hupperath (bei Wittlich) über Wintrich (Mosel), den Jdarwald nach Oberstein (Nahe).



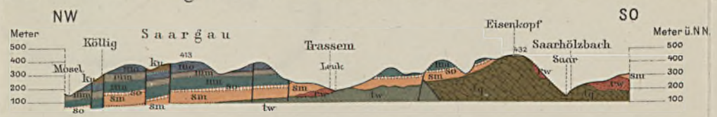
Von Dudeldorf (Eifel) über Thörnich (Mosel), den Hochwald nach Heimbach (Nahe).



Von Koxhausen (Oesling) über Trier nach Wadern.



Von der Mosel (bei Köllig) über Trassem, Saarhölzbach bis zum Blattrand.



Unteres Devon.

- tb — Bunte Schiefer der Gedinne-Schichten.
- tb — Hermeskeil-Sandsteine.
- tq — Taunus-Quarzite.
- tw — Hunsrück-Schiefer.
- td — Troner-Quarzite.
- ts — Siegener Schiefer.
- tg — Unter-Koblenz Stufe.
- tl — Koblenz-Quarzite.
- tk — Ober-Koblenz Stufe (z. T. Mitteldevon).

Unteres Rotliegendes.

- rs — Obere Kuseler Schichten.
- rl — Lebacher Schichten.
- rt — Toleier Schichten.

Oberes Rotliegendes.

- rs — Söterner Schichten.
- rw — Waderner Schichten.
- rk — Kreuznacher Schichten.

Buntsandstein.

- sm — Hauptbuntsandstein.
- so — Röt. Völtziensandstein.

Muschelkalk.

- mu — Muschel-Sandstein.
- mm — Anhydrit-Gruppe.
- mo — Dolomite und Mergel.

Keuper.

- ku — Lettenkohlengruppe.
- km — Gipskeuper.
- ko — Rät.

Lias.

- l — Luxemburger Sandstein und Mergel.

Tertiär.

- bo — Pliocän ?

Eruptivgesteine.

- g — Porphyrite.
- M — Melaphyre.
- Verwerfungen.

Maßstab { für die Länge 1:200000 / „ „ Höhe 1: 40000

Gez. v. J. Nowak, Berlin 1915.

Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35.

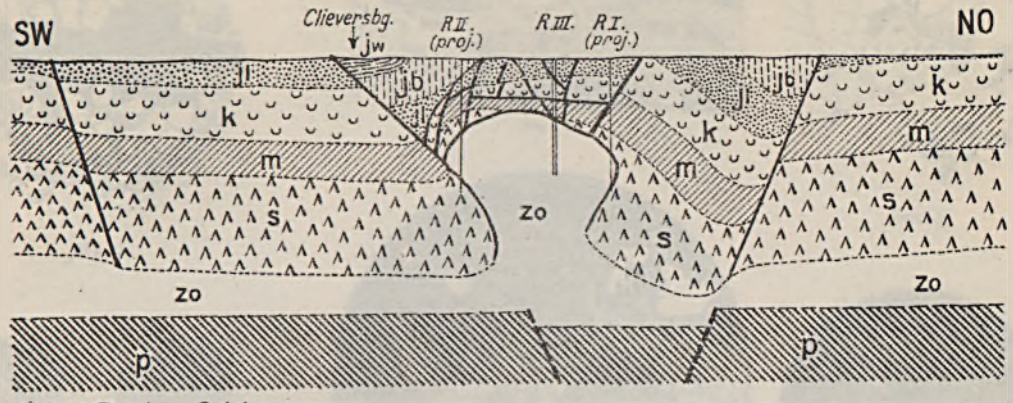
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

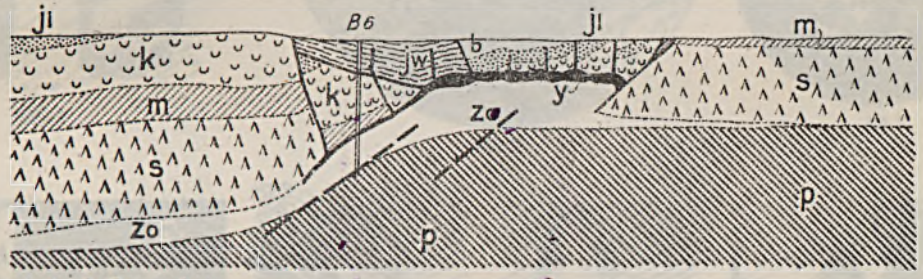
Profile durch die Störungszone des Oberen Allertals

(teilweise unter Benutzung der älteren Profile von Kirschmann, Schmierer u. Brinckmeier).

Maßstab 1:50000.



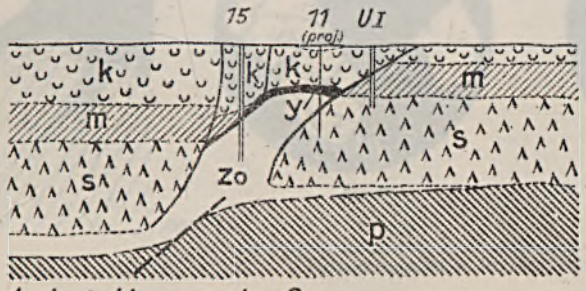
1. bei Rothenfelde



2. bei Grasleben



3. bei Beendorf



4. bei Ummendorf.

b Tertiär
jw Weißer Jura
jb Dogger
ji Lias
k Keuper
m Muschelkalk
s Buntsandstein
y Gipshut
zo Salzlager des Oberen Zechsteins
p Vorsalinarer Untergrund

Entworfen v. P. Woldstedt

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.


SW
NO
m
K
S
z₀
p


m
K
S
z₀
p


K
m
S
z₀
p


K
m
S
z₀
p



Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3.



+N Abb. 4



Abb. 5



Abb. 6



Abb. 7



Abb. 8



Abb. 13



Abb. 9



Abb. 10



Abb. 11



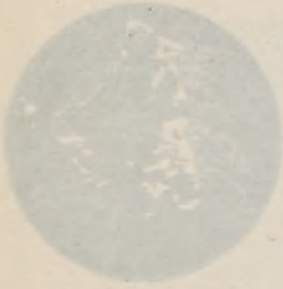
Abb. 12

Photolithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.













BIBLIOTHEK














1a
1b
2
3
4b
5a
4a
5b
6a
7a
6b
7b
8a
8b
9
10a
10b
11a
11b
12a
12b
14b
13a
13b
14a

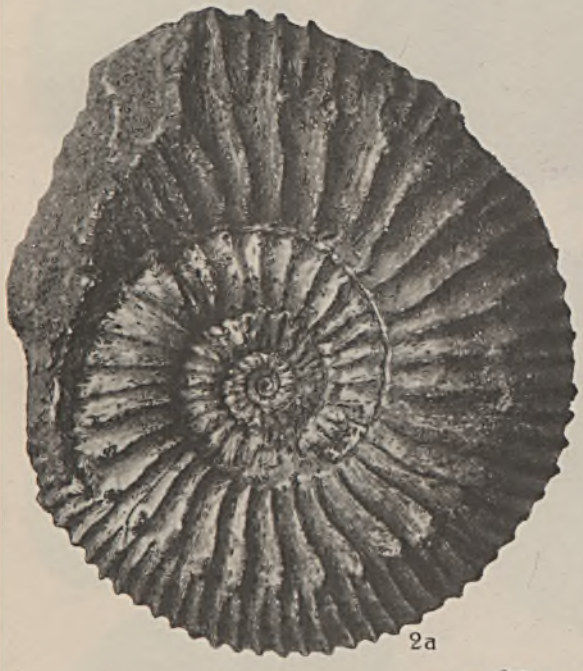
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK


1a


1b


3b


6


2a


2b


4b


5b


3a

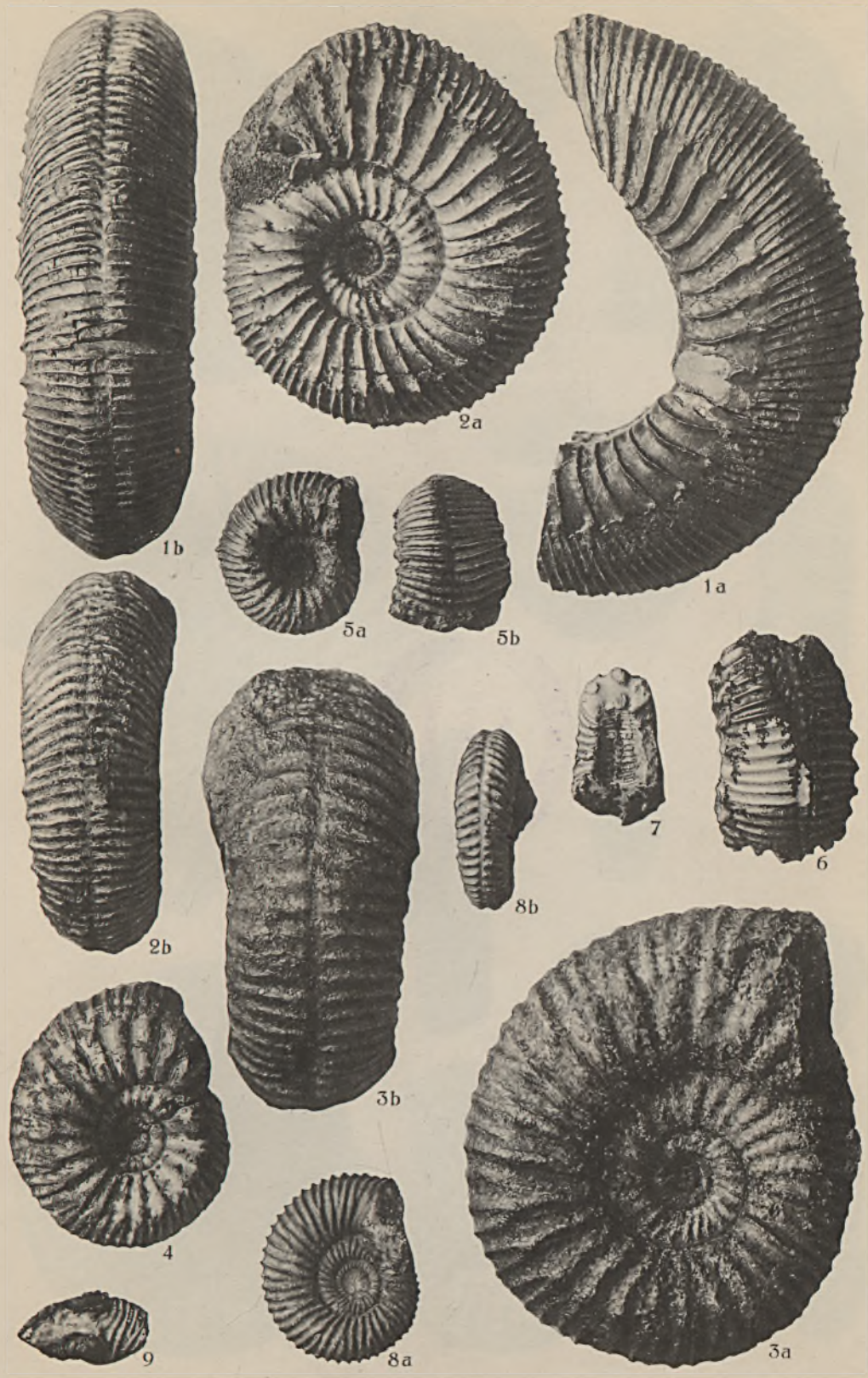

4a


5a

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK


1a
1b
2a
3b
3a
8a
4
2b
6
8b
9
5b
5a
10
7

BIBLIOTHEK



C. Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG


1a
1b
3a
2a
4a
3b
4b
2b
6
5
7a
7b
8

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK



1



2



3b



3a



5



7



4



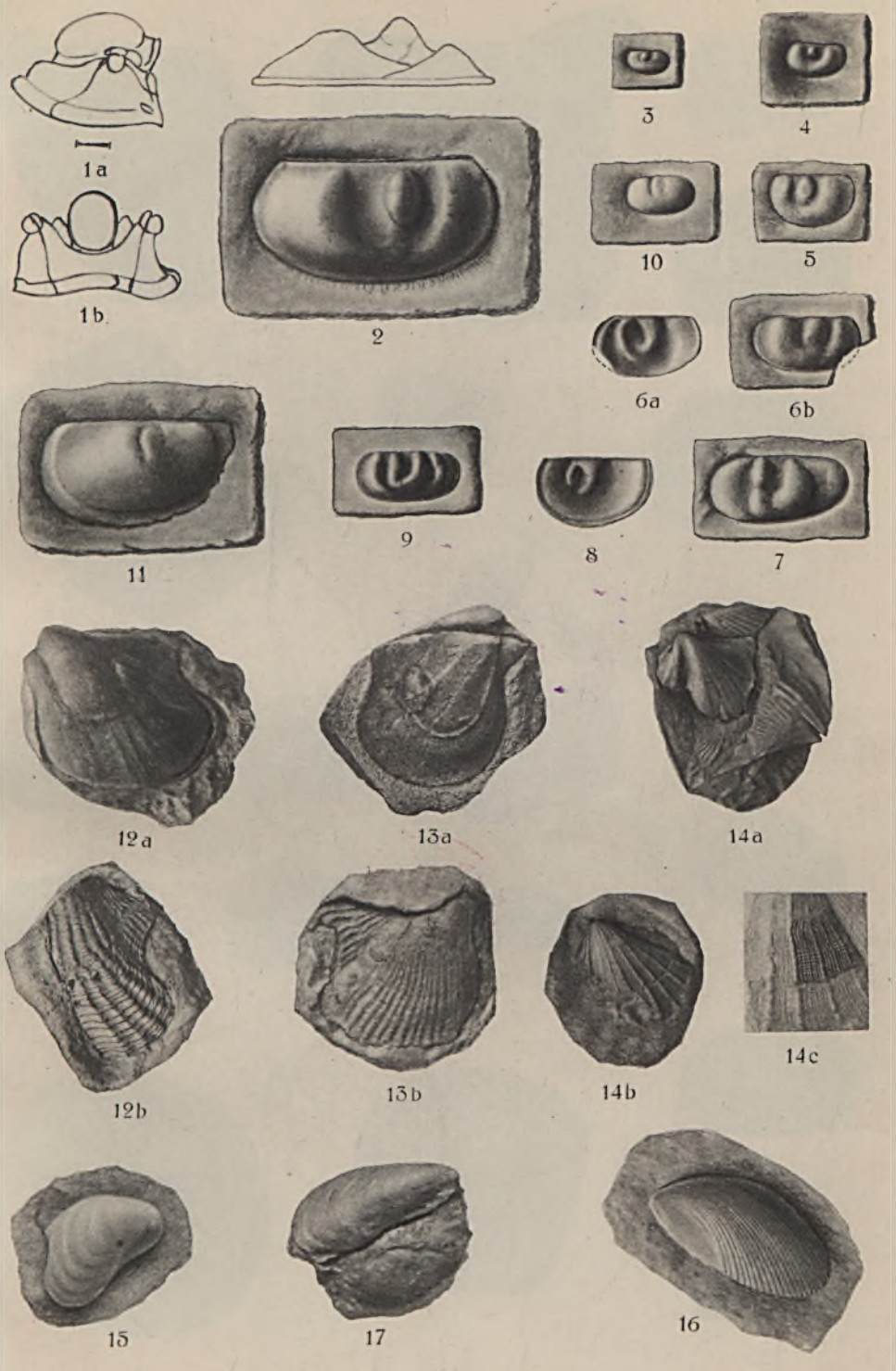
6b



6a

DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR MATHEMATIK UND NATURWISSENSCHAFTEN
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII


1a
1b
2
3
4
10
5
6a
6b
11
9
8
7
12a
13a
14a
12b
13b
14b
14c
15
17
16

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN DANZIG BIBLIOTHEK



1a



1b



3a



3b



2



4



5



9a



6a



7



10



9b



6b



8



11



9c



13



12



15



14

C. Többicke gez. Lichtdruck Albert Frisch, Berlin W 35

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN FRANKFURT
BIBLIOTHEK



1b



2



4b



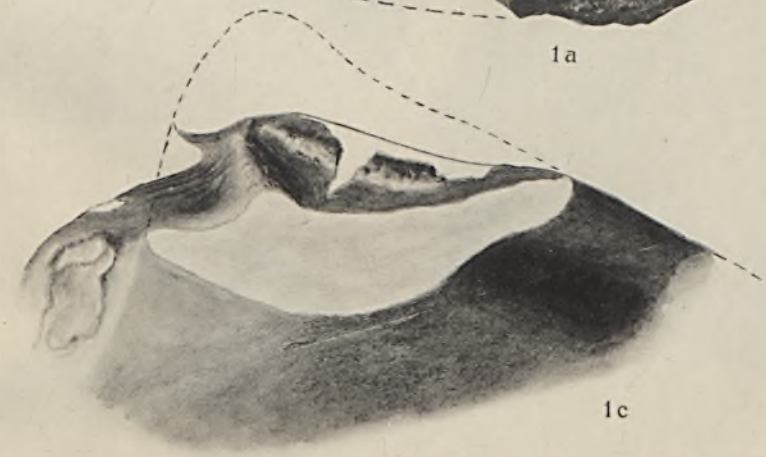
4a



1a



3



1c

BIBLIOTHEK
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG



1a



5a



5b



1b



2



4a

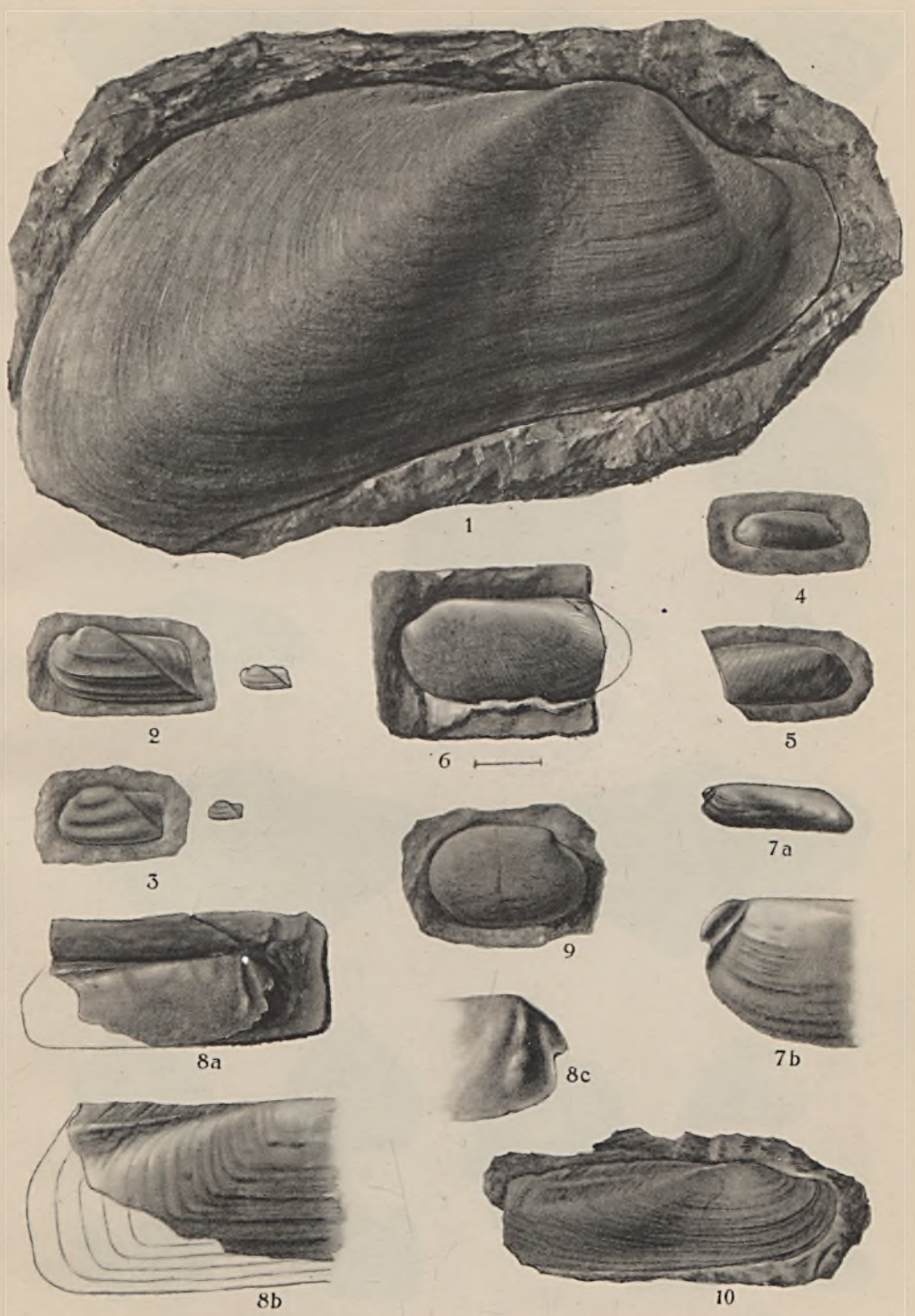


3



4b

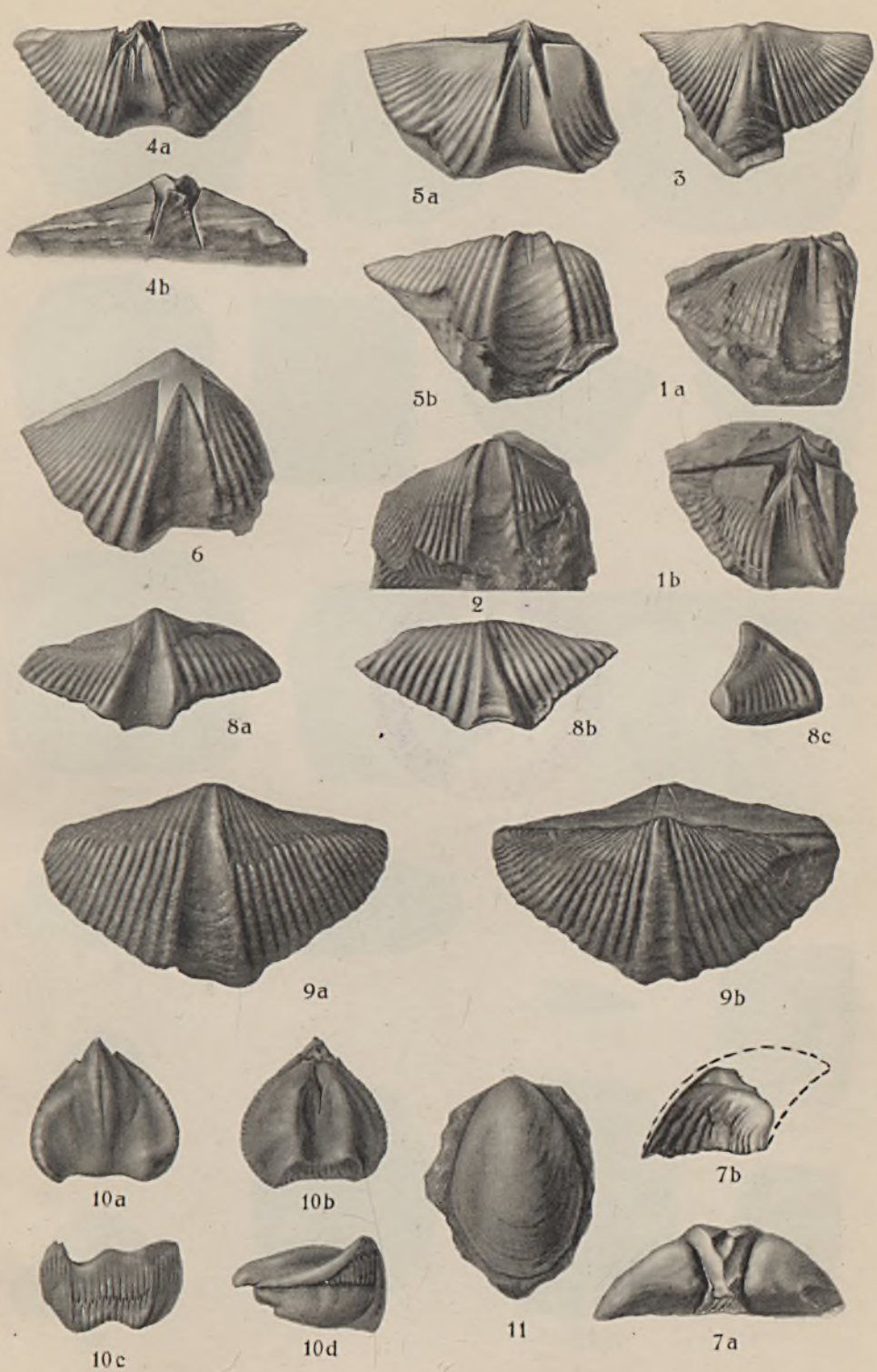
SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK



C. Többicke gez.

Lichtdruck Albert Frisch, Berlin W35

FÖRDERNDEN GESELLSCHAFT DANZIG DER NATUR
BIBLIOTHEK


4a
5a
3
4b
5b
1a
6
2
1b
8a
8b
8c
9a
9b
10a
10b
7b
11
10c
10d
7a

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT · LEIPZIG · BIBLIOTHEK



1a



2



5



1b



1c



3



4a



6a



7



4b



6b



8



11b



11a



9a



9b



10b



10a



9c

C. Többicke gez. Lichtdruck Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK

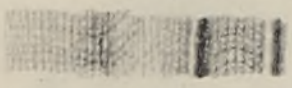

1b


1a


2a


2b


2c

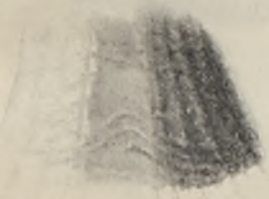

2e


3a


3b


5a


2d

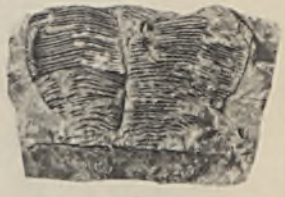

3c


5b


4a


4d


5c

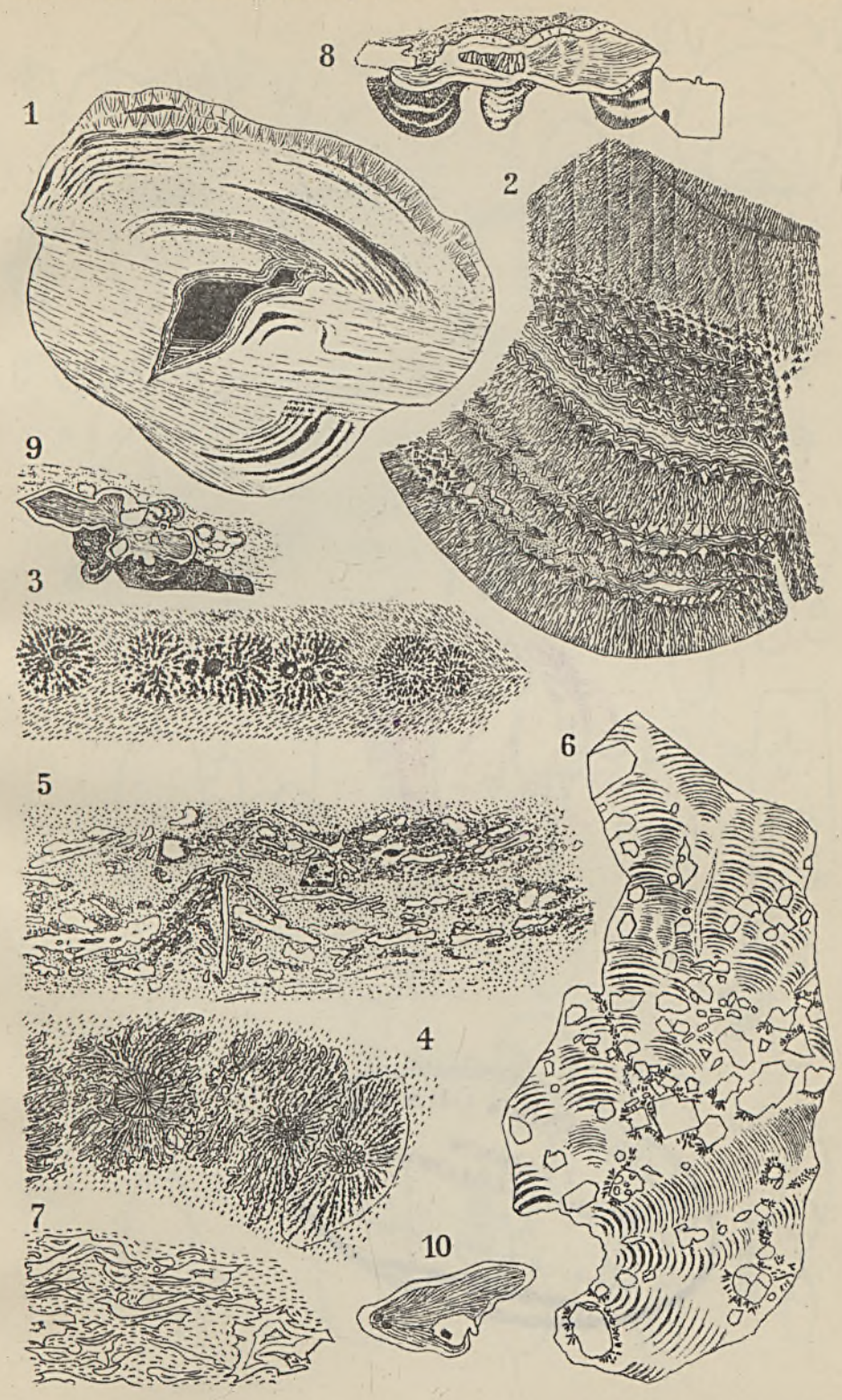

6a


4b


4c


6b


SENCKENBERGISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN FRANKFURT
BIBLIOTHEK

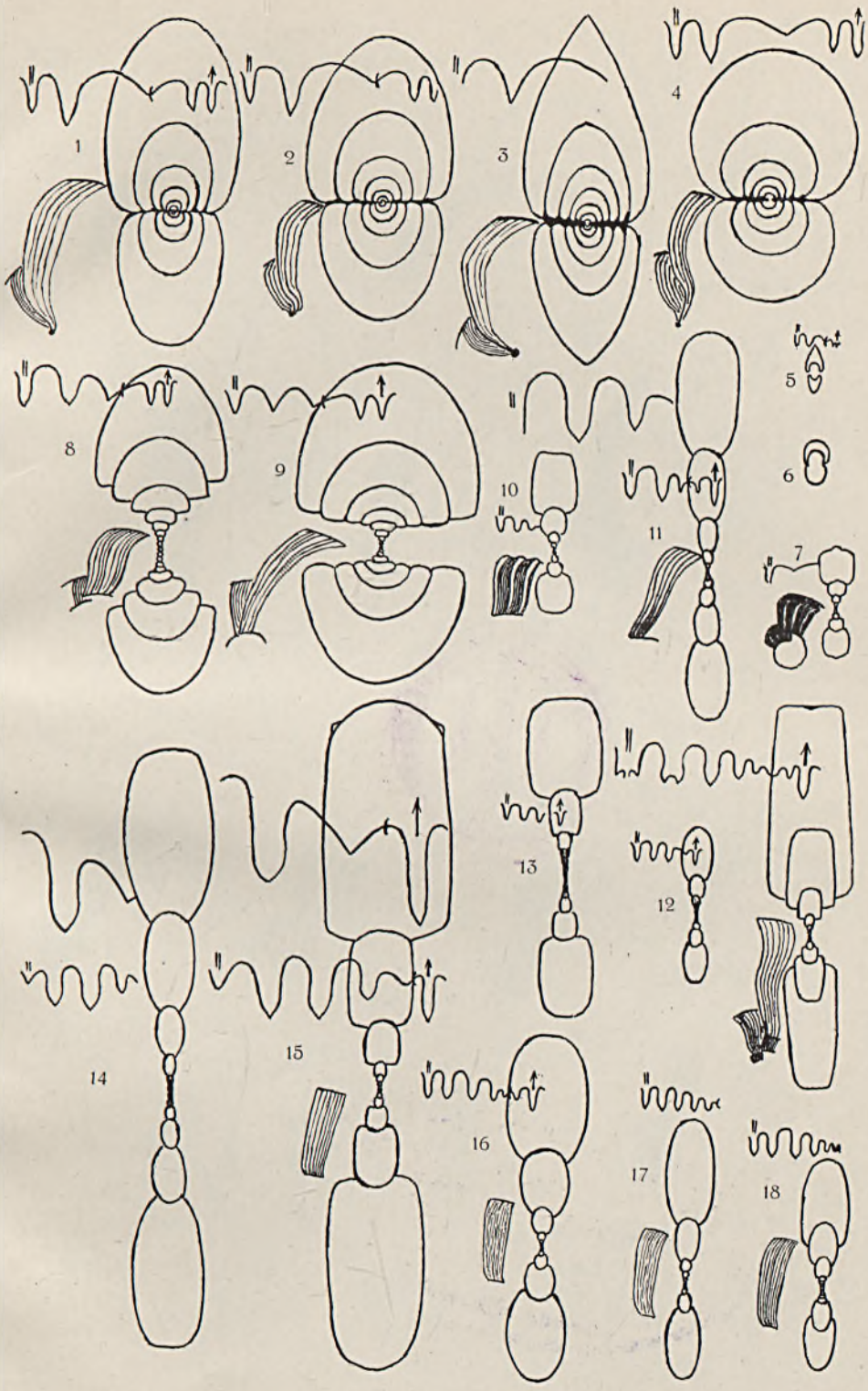


gez. Reis

Photolithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

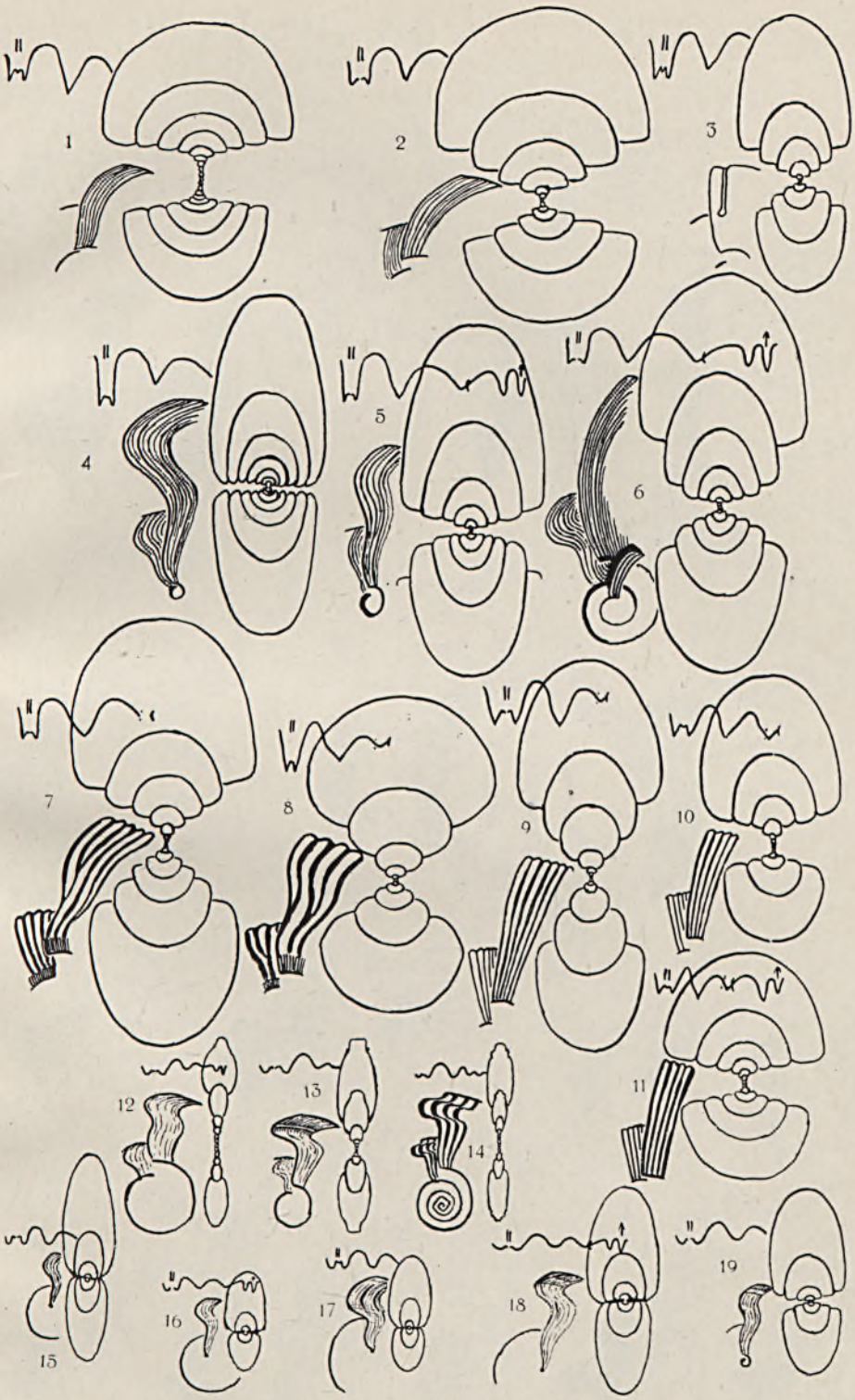
BIBLIOTHEK
DER NATURFORSCHEN DEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008



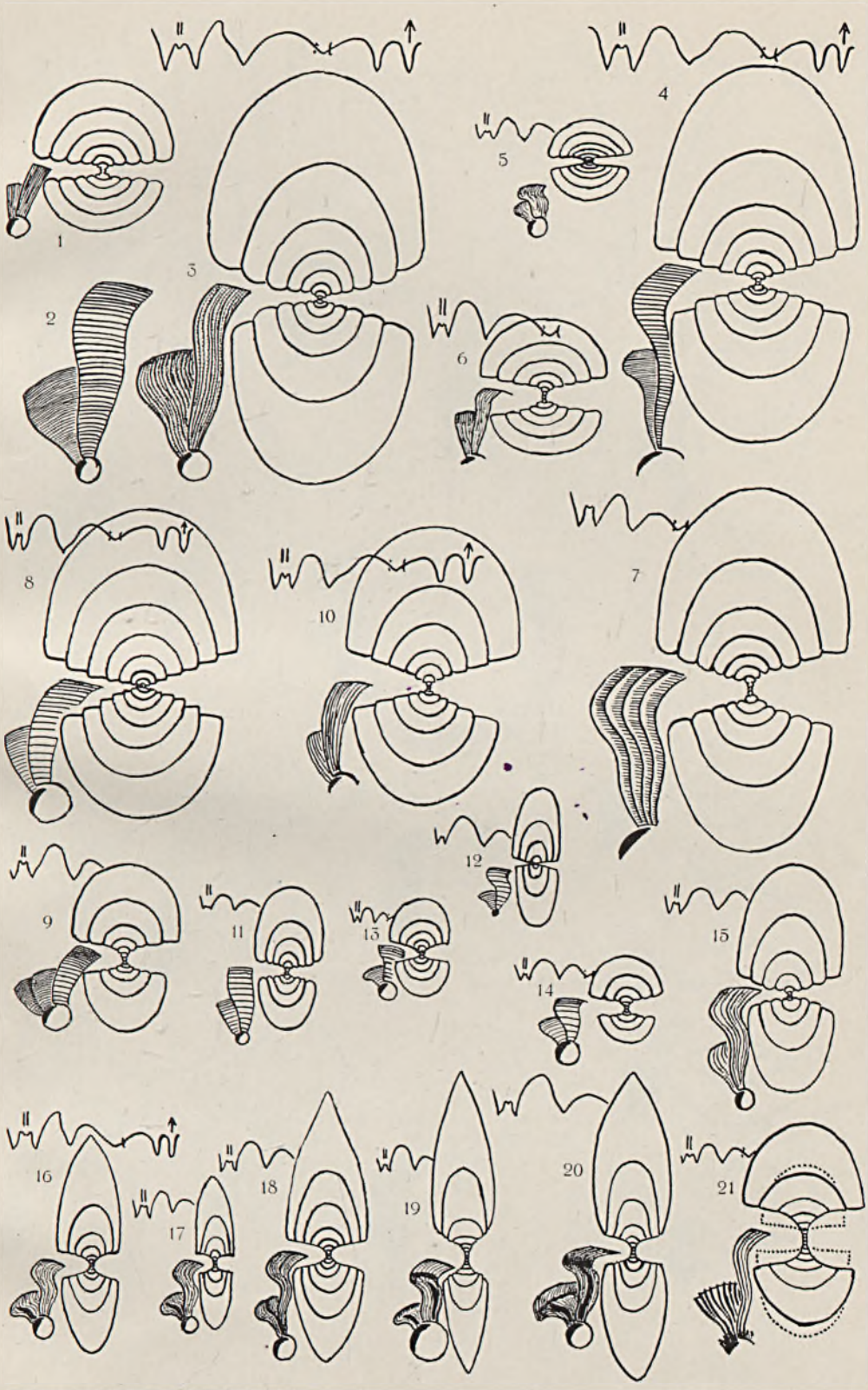
Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK



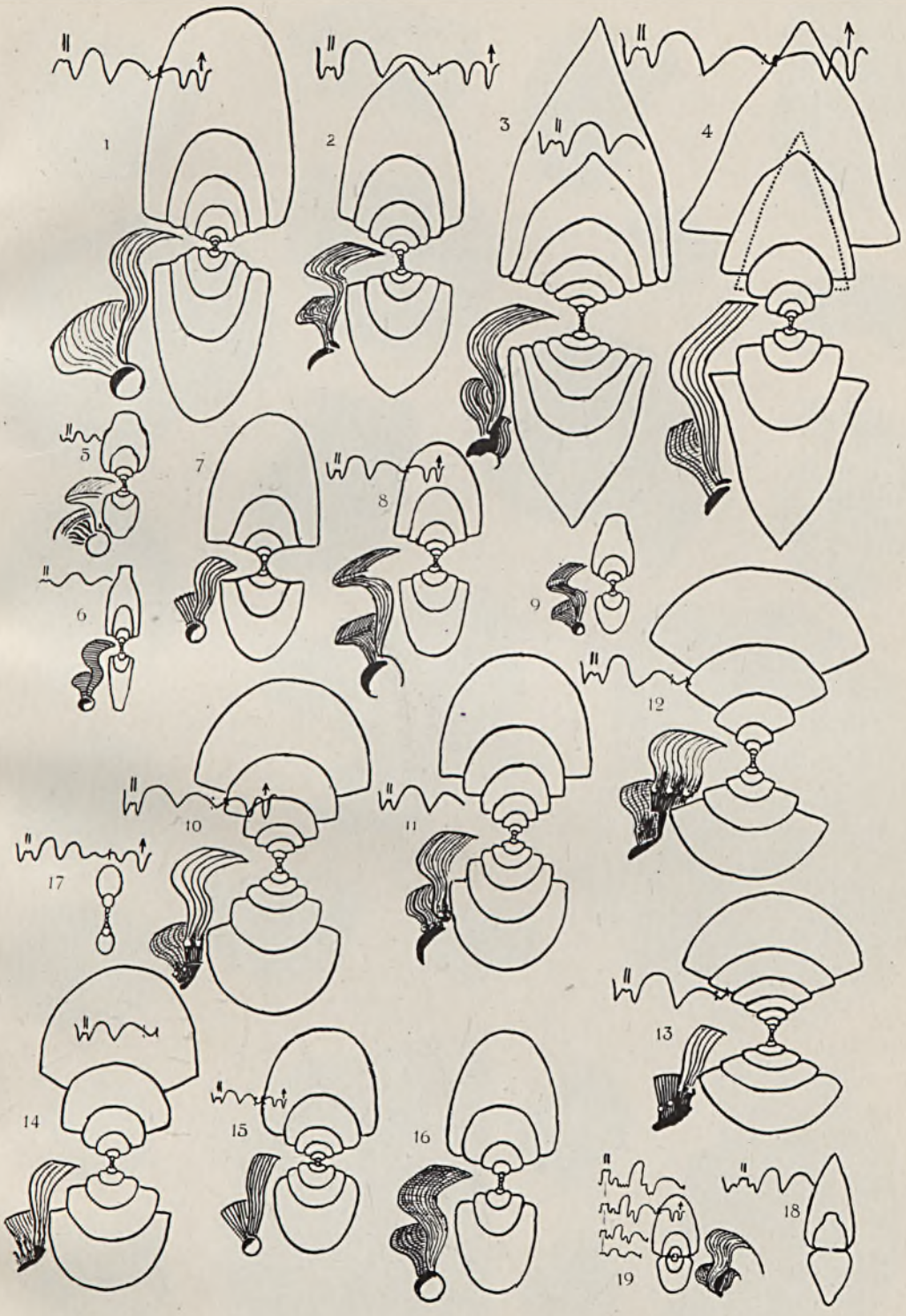
Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK
DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG



Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT BIBLIOTHEK



Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008


1 1:1


2 2:1


3 2:1


4 4:1


5 1:1


6 1:1


7 2:1


8 1:1


9 1:1


10 1:1


12
11 2:1


16 2:1


14 2:1


13 3:1


19 2:1


15 3:1


20 3:1


17 2:1


18 2:1


22 4:1


23 3:1


21 2:1


26 3:1


25 2:1


24 2:1

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN FRANKFURT A. M.
BIBLIOTHEK

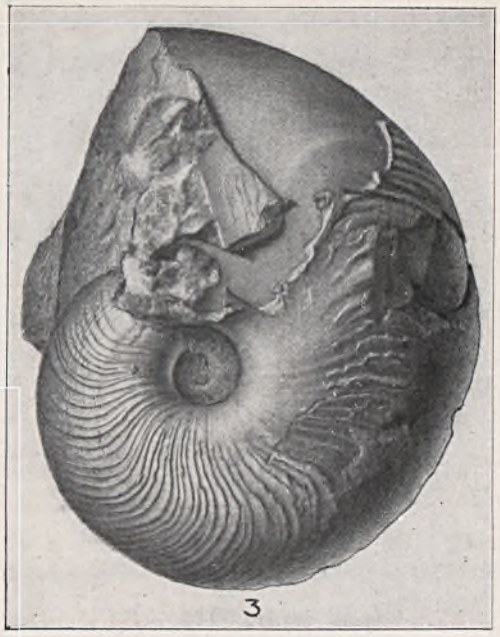


Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

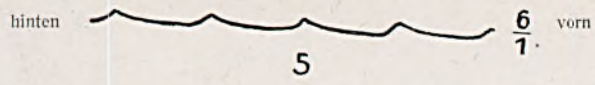
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG. DER
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008









5







7

1. Schloßapparat der Terebratula carnea Sow., — 2. Cerithium Ludewigi n. sp. — 3. und 4. Hercoglossa Ludewigi n. sp. — 5. Schnitt durch die Oberflächenskulptur von H. Ludewigi. — 6. Hoploscaphites constrictus Sow. sp., der Pfeil weist auf den zweiten dreiteilig scheinenden Seitenlobus. — 7. Derselbe Lobus in $^6/_1$.

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG · DER NATUR
BIBLIOTHEK



Fig. 1

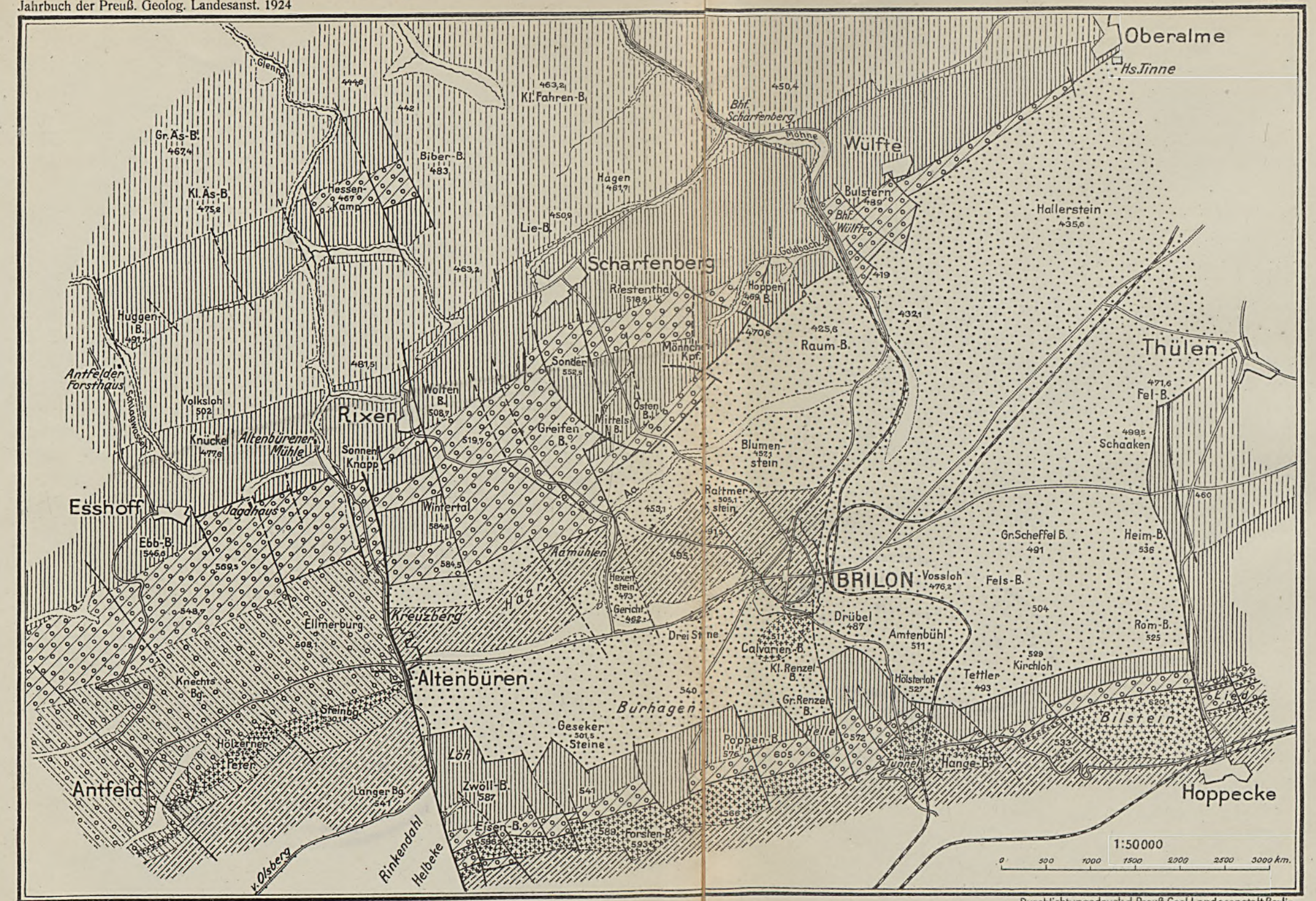


Fig. 2

C. Többicke phot. Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN FRANKFURT A. M.
BIBLIOTHEK

Geologische Übersichtskarte von Brilon in Westfalen



Bearbeitet von J. Andree

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.

Oberes Mittel-Devon

- Lenneschiefer
- Massenkalk
- Kalke und Tonschiefer
- Flinz = dunkle Tonschiefer mit Kalken (z.T. oberdevonisch)
- Grünsteine (Diabas-Porphyrit-Mandelstein Schalstein)

Oberdevon

Karbon

- Kulm
- Flözleeres

Alluvium

- Talboden
- Verwerfung

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Buchdruckerei A. W. Schade in Berlin N., Schulzendorfer Straße 26

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

28.7.26.4

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej